Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern

von

F. Becke und **V. Uhlig.**

(Vorgelegt in der Sitzung am 13. Dezember 1906.)

Die von uns geplanten und von der kaiserl. Akademie der Wissenschaften subventionierten petrographischen und geotektonischen Untersuchungen im mittleren Teile der ostalpinen Zentralzone wurden im Sommer 1906 in Angriff genommen. Die Aufgabe, die wir uns gestellt haben, besteht in der Erforschung desjenigen Teiles der Zentralzone, der sich vom Hochalmmassiv bis zur nördlichen Kalkzone erstreckt. Im Sinne unseres der kaiserl. Akademie vorgelegten Arbeitsplanes wurden zu diesem großen Unternehmen mehrere jüngere Mitarbeiter, und zwar die Herren Dr. M. Stark, Friedrich Trauth, Friedrich Seemann, Walter Schmidt und Leopold Kober hinzugezogen, die durch Bearbeitung einzelner Gebirgsteile die Durchführung unserer Arbeit erleichtern sollen.

Wie vorausgesehen wurde, war es nicht möglich, schon in diesem Sommer zu einem vollen Überblick über das Gesamtgebiet und alle offenen Fragen zu gelangen. Da aber einer von uns (F. Becke) schon in den vorhergehenden Jahren in dem speziell von ihm übernommenen Gebiete, dem Hochalmkern und seiner Umrahmung, nähere Beobachtungen auszuführen Gelegenheit hatte, der andere (V. Uhlig) sich vorwiegend auf das Gebiet der Radstädter Tauern beschränkte, für welches ihm ebenfalls einige ältere eigene Beobachtungen und eine bereits bestehende Literatur wirksam zu Hilfe kamen, so konnten

trotz der Kürze der Untersuchungszeit dennoch einige Resultate von Bedeutung gewonnen werden. Bei dem großen Interesse, das die Geologie den alpinen Verhältnissen widmet, schien es angezeigt, über unsere Arbeiten schon jetzt einen ersten vorläufigen Bericht zu erstatten.

I. Das nordwestliche Randgebiet des Hochalmkerns.

Von **F. Becke.**

Die folgenden Mitteilungen sollen eine Übersicht der Resultate geben, die durch die geologischen Aufnahmen im nordwestlichen Randgebiete des Hochalmkerns und seiner Schieferhülle in den letzten Jahren gewonnen wurden.

Die Aufnahmen erstreckten sich in den Jahren 1902 bis 1905 vornehmlich auf die Umgebung des Tauerntunnels und wurden zu dem Zweck unternommen, um für die Beurteilung der Verhältnisse im Tunnel eine breitere Grundlage zu haben.

Bei diesen Begehungen hatte ich den großen Vorteil, mich auf die Erfahrungen meines Freundes und Kollegen Berwerth stützen zu können, die in den Jahren 1893 bis 1898 beim Studium des Profils Greifenburg-Obervellach-Mallnitz-Lend gewonnen wurden. Ich konnte dank der Zuvorkommenheit meines Freundes seine Aufzeichnungen in ausgiebiger Weise benützen und ich erfülle nur eine angenehme Pflicht, wenn ich hier ausspreche, wie förderlich diese Vorarbeiten für meine eigenen Aufnahmen gewesen sind.[1]

Im Jahre 1906 wurden vornehmlich die Grenzverhältnisse in den obersten Verzweigungen des Groß-Arltales untersucht. Einige die Beobachtungen von Berwerth ergänzende Touren unternahm ich auch in dem Grenzgebiet zwischen dem Sonnblick- und Hochalmgneis.

So wie im Zillertal ist auch für den östlichen Teil der Hohen Tauern der Gegensatz zwischen Zentralgneis und Schieferhülle das maßgebende Moment des Gebirgsbaues.

---

[1] Berwerth hat über seine Aufnahmen außer im Anzeiger der kaiserl. Akad. der Wissensch., 1896 III, 1897 II, III, 1898 III eine kurze zusammenfassende Darstellung des Gebirgsbaues in Tschermak's Min.-petr. Mitt., *19*, 471 (1900) veröffentlicht.

Den Zentralgneis halten wir für ein geschiefertes Intrusivgestein, welches die Gesteine der Schieferhülle aufgewölbt, teilweise auch zersprengt und in einzelne Lagen und Schollen zerrissen hat, zwischen die das Intrusivgestein eingedrungen ist.

Diese Auffassung schließt sich jener an, welche Löwl, Weinschenk und ich über das Verhältnis der analogen Gebirgsglieder im westlichen Abschnitte der Hohen Tauern gewonnen hatten. In der Anerkennung des intrusiven Charakters des Zentralgneises sind wir alle einig und unsere Auffassung dieser Gesteinskörper unterscheidet sich grundsätzlich von jener einiger älterer Beobachter.

Für die Osthälfte der Hochalmmasse ließen schon die von Geyer[1] mit musterhafter Klarheit erstatteten Aufnahmsberichte ein solches Verhältnis vermuten. Durch die Beobachtungen von Berwerth[2] wurde das keilförmige Eindringen der Granitgneismassen zwischen die aufgesprengten Teile der Schieferhülle, das gerade in der Umgebung von Mallnitz klar zum Ausdrucke kommt, sorgfältig verfolgt. Berwerth hat einzelne Teile der Intrusivmassen mit besonderen Namen belegt.

Die genauere Kenntnis des Gebirges, die wir jetzt besitzen, bestätigt die alte Erkenntnis, daß im östlichen Teile der Hohen Tauern zwei große, oberflächlich vollkommen gesonderte Intrusivkerne vorhanden sind, die in der älteren Literatur als Zentralmasse des Ankogel und des Hochnarr unterschieden wurden.[3]

Den Namen Hochalmkern[4] wollen wir zur Bezeichnung jenes großen Intrusivkörpers anwenden, der sich vom

[1] Verh. der k. k. geol. Reichsanst., 1892, 319—327; 1893, 49—60. Vergl. Referat des Autors Neues Jahrb. für Min., 1894, II — 92 —.

[2] Vergl. die zitierten Berichte Berwerth's im Anzeiger der kaiserl. Akad. der Wissensch.

[3] D. Stur, Die Zentralalpen zwischen Hochgolling und Groß-Venediger. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst., V, 1854. — F. Pošepny, Die Goldbergbaue der Hohen Tauern. Archiv für prakt. Geol., I, 1880.

[4] Die Benennung nach der Hochalmspitze hat schon Sonklar vorgeschlagen. Die Gebirgsgruppe der Hohen Tauern, Wien, 1866. Der Ankogel liegt exzentrisch in der Randfazies und wird auch an Höhe von der Hochalmspitze übertroffen.

Angertal bei Gastein bis in die Nähe des Liesertales bei Gmünd erstreckt und in der Hochalmspitze kulminiert. Die von Berwerth mit dem Namen Ramettenmasse (auch Radhausbergmasse), Gamskarlmasse bezeichneten Intrusivkörper sind Teile des Hochalmkerns. Solche teilweise getrennte Teilmassen lassen sich auch in dem von Geyer aufgenommenen Ostabschnitte der Hochalmmasse unterscheiden.

Für die zweite, etwas kleinere Intrusivmasse gebraucht Berwerth den Namen Sonnblickkern; und wir folgen ihm hierin. Denn sie kulminiert in diesem bekannten Hochgipfel, während der Hohenaar, nach dem diese Masse in der älteren Literatur meist benannt wurde, eine Kappe von Glimmerschiefer trägt und ganz exzentrisch liegt. Auch der Name Rauriser Masse begegnet uns in den älteren Beschreibungen.

Der Zentralgneis des Hochalmkerns.

Die beiden großen Intrusivmassen sind keineswegs homogen, sondern bestehen aus verschiedenen, wahrscheinlich durch Differenzierung aus einem Stamm-Magma hervorgegangenen Varietäten. Außer der stofflichen Verschiedenheit finden sich weitgehende Unterschiede in der mehr oder minder deutlichen Entwicklung der Parallelstruktur, die allerdings in der Nähe der Kontaktfläche am energischesten entwickelt ist, aber auch in den Kernpartien zu Tage tritt.

Folgende Varietäten treten in großer Verbreitung auf, so daß ihre kartographische Ausscheidung möglich ist:

Granitgneis. Gesteine von mittlerer Zusammensetzung. SiO_2 66 bis 73%, CaO 1·5 bis 2·3%, häufig porphyrartig entwickelt durch Kalifeldspatkristalle. Biotit bildet meist kurze Flasern von tiefschwarzer Farbe, silberglänzender Muskovit feinschuppige Gleitflasern besonders um die Feldspatkristalle. Die verbreitetste Abart, welche in die beiden nächsten Übergänge zeigt.

Forellengneis. Eine eigentümliche, in ziemlich großer Verbreitung auftretende Varietät. SiO_2 74·5, CaO 0·6%; quarzreich; Feldspateinsprenglinge fehlen; charakteristisch sind Glimmerflasern von der Größe eines Guldenstückes, etwas

elliptisch geformt; im Querbruch erscheinen sie als schmale Linsen von 1 bis 2 *mm* Mächtigkeit. Sie bestehen aus schuppigem Muscovit mit wenig Biotit. Die Glimmerflasern sind durch die ganze Mächtigkeit des Gesteins ziemlich gleichmäßig verteilt. Der Forellengneis bildet Übergänge in den porphyrartigen Granitgneis.

Syenitgneis. SiO_2 61 bis 65%, CaO 2·5 bis 3·5%. Dieses Gestein ist vor allem durch Quarzarmut charakterisiert. Feldspat tritt in Kristallen und Körnern namentlich in den weniger geschieferten Varietäten stark hervor. In diesen bildet Biotit nicht selten deutliche Pseudomorphosen nach Hornblende, die vor langer Zeit schon von Tschermak vom Radhausberg bei Böckstein erkannt und beschrieben wurden. Bei stark geschieferten Varietäten bildet Biotit ausgezeichnete Flasern.

Tonalitgneis. Kalifeldspat tritt stark zurück, SiO_2 61%, CaO 7·4%.[1] Diese Varietät wurde von Berwerth im Kern des Hochalmmassivs, in der Tiefe des Maltatales gefunden.

Der Forellengneis herrscht im mittleren Teile des Anlauftales. Einerseits kann man ihn durch das untere Hierkar bis zum oberen Hierkarsee und bis zur Tauernalpe verfolgen, gegen Norden bildet er die Gruppe des Feuerseng, die Umgebung des Palfensees und der Palfenscharte und einen Teil des Plateaus gegen den Reedsee zu. Lesesteine fanden sich im mittleren Kötschachtal und im Schödertal.

Der Syenitgneis ist im Radhausberg stark entwickelt. Das Tal der Naßfelder Ache zwischen der Aste bei Böckstein und dem Bärenfall ist in Syenitgneis eingeschnitten. Über die Grubalpe, die Kelchen, das Mallnitzriedl, das obere Weißenbachtal, die Ramettenspitze zieht diese Lage noch ins Mallnitzer Tauerntal. Die Felsköpfe unmittelbar südlich von Mallnitz bestehen aus der Fortsetzung dieses Zuges. Kleinere Partien sind noch an mehreren Stellen, besonders am Nordsaum des Hochalmkernes, bekannt.

Porphyrartiger Granitgneis bildet allenthalben das Liegende und Hangende des Forellengneises, bildet nament-

[1] K_2O tritt gegen Na_2O stark zurück.

lich in sehr groben, undeutlich geflaserten Varietäten das obere Anlauftal und die obersten Verzweigungen des Kötschachtales. Ebenso liegt er in mächtiger Entwicklung über dem Syenitgneis gegen Südwest, West und Nordwest.

Die Verteilung und Aufeinanderfolge der Varietäten des Zentralgneises in der Richtung von Ost nach West hat schon Reissacher ziemlich zutreffend dargestellt; diese Darstellung wird mit Unrecht von Pošepny[1] als unrichtig bezeichnet.

In allen Varietäten mit Ausnahme des Forellengneises finden sich basische Ausscheidungen, die entweder als Massen von dioritischer oder (durch Vorwalten von Biotit) von lamprophyrischer Zusammensetzung ausgebildet sind. Besonders reich daran ist der Syenitgneis (SiO_2 niedrig, MgO hoch).

Sehr verbreitet sind Aplit und Pegmatit (SiO_2 hoch, CaO, MgO, FeO und Fe_2O_3 sehr niedrig, bei Aplit öfter Na_2O über K_2O überwiegend), die bald parallel der Bankung und Schieferung als Lager, bald quer durch als Gänge auftreten, manchmal ein ganzes Netzwerk bilden.

Auch Quarzgänge und Quarzschwielen sind nicht selten.

Stets beobachtet man, daß Aplit durch Pegmatit, beide durch Quarz durchsetzt werden. Von diesen drei Arten von Gangausscheidungen ist jeweils Aplit die älteste, Quarz die jüngste.

Die äußersten Lagen des Zentralgneises gegen die Schieferhülle nehmen stellenweise eine aplitische Beschaffenheit an durch das Zurücktreten der dunklen Gemengteile. Eine auffallend starke Entwicklung der Schieferung unter Zunahme des Kaliglimmers ist gleichfalls häufig zu beobachten.

Die Ausdehnung, in der solche Randerscheinungen auftreten, ist sehr variabel. An manchen Stellen findet man in der Nähe der Schiefergrenze eine auffallende Inhomogenität des Gesteins, indem lamprophyrische (basische, dunkle, eisenreiche) Gesteinspartien mit aplitischen hellen, quarzreichen wechseln. Doch tritt auch diese Erscheinung durchaus nicht überall deutlich hervor. Manchmal findet man schon in der Entfernung weniger Meter vom Kontakt den normalen Augengneis.

---

[1] Archiv für prakt. Geol., I, 1883, p. 18.

Öfter erscheint die Grenze zwischen den äußersten aplitischen Lagen des Gneises und der Schieferhülle, wenn sie aus Quarzit oder lichtem Glimmerschiefer besteht, gleichsam verwischt.

Deutliche, scharf begrenzte Bruchstücke des Nebengesteins sind jedenfalls sehr selten, wenn sie überhaupt vorkommen.

In den körnigen Partien erkennt man oft trotz weitgehender Metamorphose noch Reste der alten granitischen Erstarrungsstruktur. Die oft sehr weitgehende Schieferung ist zumeist eine richtige Kristallisationsschieferung, wenngleich kataklastische Phänomene durchaus nicht fehlen.

Weitere petrographische Details zu geben, ist für den Zweck dieser Mitteilung überflüssig. Auch soll der Publikation der von Berwerth angestellten Untersuchungen nicht vorgegriffen werden.

Bankung und Schieferung in der Nordwesthälfte des Hochalmkerns.

Die ältere Angabe einer Fächerstellung der Zentralgneisbänke[1] wurde schon von Pošepny[2] richtiggestellt, der, beeinflußt durch die bahnbrechenden Arbeiten Suess', im Zentralgneis Antiklinalen konstatiert und betont, daß sich der Zentralgneis der gebirgsbildenden Kraft gegenüber ebenso passiv verhalte wie die ihn bedeckenden Schichten.

Den Eindruck einer flachen Antiklinale erhält man auch in der Tat, wenn man im Gasteintal unter den talauswärts fallenden Schieferschichten die Bänke des Gneises anfänglich mäßig steil ansteigen sieht, dann weiterhin im Talboden von Böckstein (namentlich an der westlichen Talwand) beobachtet, wie der Ausstrich der Gneisbänke flacher und flacher wird, endlich bei Überschreitung des Mallnitzer Tauernüberganges bemerkt, wie sich im Naßfeld die Gneisbänke gegen Südwest unter die Schiefer des Tauernkammes senken.

[1] J. Stur, Die Zentralalpen zwischen Hochgolling und Venediger. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt, *5*, 818.

[2] F. Pošepny, l. c., Archiv für prakt. Geol., I, 9 ff. (1880).

Berwerth[1] hat dann zuerst eine genauere Darstellung geliefert und gezeigt, daß die Lage der Gneisbänke und der Schieferung mehr eine halbdomförmige als eine im strengen Sinn antiklinale ist. Die Bankung und die Parallelstruktur fällt im breiten Mittelteil des Gebietes wesentlich nach West und Westnordwest und biegt erst nahe dem Nordostrande in nördliches und knapp vor dem Südrand in südwestliches Einfallen um. Das Streichen quer zur langen Achse des Hochalmkerns herrscht noch weit in die Verzweigungen des Anlauftales hinein und zeigt sich so auch noch in der Tiefe des Tauerntunnels.

In der Nähe des Westrandes ist das Einfallen der Gneisbänke allenthalben recht flach, viel flacher als weiter östlich in der Feuersenggruppe, so daß der Gneis unter seinem Schieferdach noch im Rauristal (Seealpe) wieder zu Tage tritt.

Ungefähr entspricht der Bankung und Schieferung auch die Abgrenzung der Gesteinsarten, die den Zentralgneis zusammensetzen. Nebst der Bankung treten allenthalben steile Kluftsysteme auf, die das Gestein in parallelepipedische Stücke zerlegen. Eine dieser Kluftrichtungen zeigt durch das ganze Gebiet ziemlich parallele Richtung: Streichen N 15 bis 30° O, Fallen meist steil SO. Mitunter treten zwei derartige Kluftsysteme auf, die nahezu dasselbe Streichen haben und von denen das eine steil SO, das andere saiger oder steil NW fällt. Hiedurch entstehen spitz rhombische Absonderungsstücke, die öfter ein recht eigentümliches Aussehen der Felsen bedingen. Diese Kluftrichtung zeigt wenig systematische Variationen. Sie beherrscht den Nord-, den West- und Südrand des Granitgneiskernes ebenso gut wie die zentraler gelegenen Partien.

Diese Kluftrichtung ist es, welche im Streichen mit der Richtung wichtigster Erzgänge (des Radhausberg-Hauptganges und der Sieglitz-Bockharter Gänge) zusammenfällt.

Eine zweite ungefähr Ost—West laufende Kluftrichtung zeigt weniger Konstanz.

Streckungserscheinungen sind lokal auffallend, lassen auch streckenweise gewisse Regelmäßigkeiten erkennen, doch

---

[1] Vergl. seine Mitteilung in: E. Ludwig und Th. Panzer, Über die Gasteiner Thermen in Tschermak's Min.-petr. Mitt., *19*, 470 (1900).

genügen die bis jetzt gesammelten Beobachtungen noch nicht zu einem zusammenfassenden Bilde.

Die Schieferhülle.

Für die Schieferhülle des Hochalm- und Sonnblickkerns können wir dieselbe Gliederung anwenden, die im Zillertal zu Grunde gelegt wurde: Eine untere Stufe besteht aus ursprünglich klastischen, wesentlich kalkfreien Sedimenten mit größeren kompakten Kalklagern. Eine obere Stufe wird gebildet aus Sedimenten, denen Kalk in mehr diffuser Form beigemischt ist, mit Einlagerungen von Grünschiefern.

Die untere Stufe erscheint in der Form von Glimmerschiefern, Quarziten und Marmoren, die obere als Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit, Grünschiefer. Auch hier treten kleine Marmorlager und recht häufig auch Quarzite auf; doch erreichen die ersteren nie die Mächtigkeit wie in der unteren Stufe.

In der unteren Stufe bilden die Kalk-Marmorlager, die mit Quarziten, seltener mit dunkelgefärbten Glimmerschiefern wechsellagern, einen weithin verfolgbaren Horizont. Man kann nach der Lage zum Hauptmarmorlager einen unteren und einen oberen Glimmerschiefer unterscheiden.

In der oberen Stufe scheinen die Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen von Grünschiefer einen unteren, kalkfreie oder doch kalkarme Phyllite einen oberen Horizont zu bilden. Doch kann diese Gliederung noch nicht als definitiv angesehen werden.

Ebenso möchte ich in Betreff der über der eigentlichen Schieferhülle auftretenden Bildungen, der Sericitquarzite und der mesozoischen Bildungen noch Zurückhaltung beobachten, um so mehr als diese Gebilde in dem von mir kartierten Grenzgebiet von Zentralgneis und Schieferhülle bisher nicht nachgewiesen sind.

Die Marmorlager in der unteren Stufe der Schieferhülle mit den mesozoischen Sedimenten der Radstädter Tauern in Vergleich zu setzen, dazu sehe ich keine Veranlassung, weil die Lagerung der letzteren eine gänzlich andere ist und weil die stoffliche Zusammensetzung wesentlich verschieden ist, abgesehen von der petrographischen Ausbildung. Die sicheren

mesozoischen Auf- und Einlagerungen sind reich an Dolomit, die Marmorlager der unteren Stufe der Schieferhülle sind dagegen Kalkmarmore.

Abgrenzung der Schieferhülle gegen den Hochalmkern.

Die Grenzlinie von Granitgneis und Schieferhülle erscheint bei kartographischer Aufzeichnung ziemlich unregelmäßig.

Beginnen wir mit der Beschreibung dieser Verhältnisse dort, wo die Gneis-Schiefergrenze vom Gasteintal getroffen wird. Ausgezeichnete Aufschlüsse liefert die tief eingeschnittene Angerschlucht, welche jetzt von dem kühn gespannten Bogen der Tauernbahn überbrückt wird.

Auf beiden Ufern finden wir hier den stark geschieferten Granitgneis von graugrüner Farbe, der folgende Lagerungsverhältnisse zeigt: Streichen der Schieferung und Bankung N 70° W, Fallen 20 bis 25° NO. Streckung nach N 30 bis 40° O gesenkt unter 20° zirka. Auffallend scharfe, ebene Klüfte streichen N 55 bis 70° W und fallen steil nach SW; sie stehen annähernd senkrecht auf der Streckung.

Die obersten Lagen des Gneises, welcher wenige Meter unter der Kontaktfläche deutliche Feldspataugen enthält, sind stark sericitisiert, von flachen Quarzlinsen durchzogen. Diese Lage ist nicht vollkommen trennbar von einer kaum 2 *m* mächtigen Lage von mildem, weißem Sericitschiefer, die nach oben in Sericitquarzit übergeht. Darüber folgt, etwa 2 *m* mächtig, dünnplattiger Sericitmarmor mit dünnen, grünlichen, schiefrigen Zwischenlagen; die einzelnen Kalkplatten sind 3 bis 5 *cm* dick.

Darüber folgt eine 4 *m* mächtige Bank von körnigem, weißem, durchscheinendem Marmor, der lichtgrau gebändert ist, darüber eine etwa 2 *m* mächtige, dunkler graue Bank, dann eine sehr mächtige Folge von dünn geplatteten Kalkschiefern. Die Kalklagen sind einige Zentimeter mächtig, werden bei der Verwitterung gelblich. Die reichlichen Zwischenlagen sind sericitisch, lichtgrün, bisweilen durch intensiv grüne Fuchsitflasern geflammt; kleine und größere Pyritwürfel treten nicht selten auf. Diese Lage hat eine Mächtigkeit von wenigstens

60 *m*. In diese ist die Nische für das nördliche Widerlager der Angertalbrücke eingelassen.

Über den Kalkschiefern folgen dann dünnblättrige dunkelgraue Phyllite mit Quarziteinlagerungen, die in der nach Norden folgenden Strecke der Tauernbahn mehrfach angeschnitten sind und auch noch öfter wenig mächtige Kalklagen enthalten.

Die konkordante Auflagerung der Schieferhülle auf den Zentralgneis ist hier überaus deutlich aufgeschlossen. Am südlichen Ufer reicht der Gneis höher hinauf, man fand aber auch dort die grünlichen plattigen Kalkschiefer und die Marmorbank teils in den Fundamenten des südlichen Brückenkopfes, teils in kleinen Steinbrüchen, die während des Bahnbaues eröffnet wurden, sowie im Liegenden den graugrünen Granitgneis. Die Auflagerungsfläche der Schieferhülle senkt sich gegen das Haupttal abwärts, so daß am linken Ufer des Angerbaches der Gneis und die Bank von kompaktem Marmor verschwindet und die letzten Aufschlüsse am linken Ufer des Angerbaches in den gelblich verwitternden Kalkschiefern liegen; am rechten trifft man Quarzit und darüber kompakten Marmor.

Die vor Eröffnung der vielen günstigen Aufschlüsse durch den Bahnbau von Berwerth früher einmal geäußerte Vermutung,[1] daß an der Nordseite die Schieferhülle an einer Verwerfung gegen den Zentralgneis abstoße, ist daher aufzugeben.

Im Angertal kann nun der weitere Verlauf der Auflagerung gut verfolgt werden. In der Angerschlucht sieht man am linken Ufer mehrfach die weißen Marmorfelsen entblößt, bedeckt von mächtigen Moränenablagerungen.

Am Talzwiesel des Anger- und Lafennbaches durchbricht der letztere den Kalkzug, der sich nun an der Kante des Karteisenwaldes entlang hinaufzieht zu dem hochgelegenen Eckelgrubensee. Hier sieht man deutlich zwei mächtige Kalklager durch Glimmerschiefer getrennt. Dem Glimmerschiefer ist eine nur einige Meter mächtige Bank von Augengneis eingeschaltet, ein kleines Parallellager der Intrusivmasse.

[1] Diese wird auch in der zusammenfassenden Darstellung von C. Diener (Bau und Bild der Ostalpen und des Karstes, p. 450, Wien, 1903) wiedergegeben.

Das obere Kalklager endigt gegen Süd mit einem steil abbrechenden Schichtkopf auf der »Mitterasten« genannten Höhe.

Das untere breitet sich auf der Erzwiese zu einem flachen Plateau mit Dollinen und Höhlen aus. An der Basis gegen den Granitgneis sind stellenweise dünne Quarzitlagen aufgeschlossen. Das Hangende bildet der biotitreiche Glimmerschiefer des Silberpfennigs.

Der Stubnerkogel, zwischen Angertal und Badgastein gelegen, zeigt eine durch Erosion abgetrennte Kappe von Marmor und Schiefer, die die Verhältnisse des Silberpfennigs ziemlich genau kopiert.

Weiterhin gegen die Bockhartscharte, die bis in den Gneis eingeschnitten ist, keilt das Kalklager aus. In der vorletzten Erhebung vor der Bockhartscharte sieht man zwischen dem Granitgneis und dem biotitführenden Glimmerschiefer nur noch ein kaum $^1/_2$ *m* mächtiges Marmorband. Hier ist dem Glimmerschiefer eine Konglomeratlage eingeschaltet. Der Glimmerschiefer läßt sich westlich von der Bockhartscharte über die Filzenalm verfolgen, zieht jenseits der Scharte wieder zu der Kolbenkarspitze empor, deren Gipfel aus einem ganz flach westlich fallenden Lappen von biotitführendem Glimmerschiefer besteht.

Nun zieht die Glimmerschiefergrenze herab gegen die unterste Stufe des Sieglitztales, das sie ungefähr in der Seehöhe von 1800 *m* kreuzt. Sie folgt nun dem Südgehänge des Naßfeldes. Die unteren Abhänge bestehen noch aus Gneis, darüber folgt flach SW fallend Glimmerschiefer; die größeren Höhen, die steilen braunen Felswände, zwischen denen die Gletscher herabhängen, bestehen aus Kalkglimmerschiefer. Die tiefen unteren Karnischen, welche jetzt zum Teil ausgesprochene Rückzugsmoränen tragen, entsprechen einer Lage sehr dünnblättriger, leicht verwitternder, dunkler Schiefer zwischen den Glimmerschiefern und den Kalkglimmerschiefern.

Zwischen der Bockhartscharte und dem Schlappereben-kar fehlt die Marmorbank. Auf der Ostseite des zwischen Schlappereben- und Höllkar sich zum Naßfeld herabziehenden Felsgrates legt sich die Marmorbank wieder an. Anfangs mit

geringer Mächtigkeit. Sie erreicht 10 *m* in dem südwestlichen Winkel des Höllkars und besteht hier aus zwei Bänken, einer unteren, mächtigeren und einer oberen, weniger mächtigen, die durch eine Zwischenlage hell gefärbten Glimmerschiefers getrennt sind. Der Höllkarbach fällt in einem prächtigen Bogenfall über die Fortsetzung der Marmorlage, die sich nun durch das Eselkar bis zum Paß des Mallnitzer Tauern verfolgen läßt.

Während aber in der Linie Angertal—Silberpfennig der Kalk nur durch eine wenige Meter mächtige Lage von Quarzit und Sericitschiefer vom Gneis getrennt ist, liegt in der Gegend des Höllkars und weiter gegen den Mallnitzer Tauern eine mehr als 100 *m* mächtige Folge von Glimmerschiefer zwischen Gneis und Marmor.

Wenn die Marmorlage als Leithorizont angenommen wird, haben wir es somit nördlich vom Mallnitzer Tauern mit Glimmerschiefer im Liegenden des Marmors zu tun.

Die Grenze zwischen Gneis und diesem unteren Glimmerschiefer steigt vom Naßfeld längs des Weißenbaches gegen Osten auf, übersetzt die Wasserscheide auf dem Kammstück zwischen dem Mallnitzer Tauern und der Ramettenspitze, die schon aus Gneis besteht, zieht dann unterhalb des Ebeneck und der Feldwand in das Mallnitzer Tauerntal.

Der südliche Abhang des Mallnitzer Tauerntales läßt noch die Fortsetzung des Gneises erkennen. Am Fuße des Thörlkogels überschreitet man auf dem Wege, der zur Lonzahöhe hinaufführt, die Grenze zwischen Gneis und Glimmerschiefer das erste Mal bei einer Seehöhe von 1350 *m*. Im Glimmerschiefer stellt sich nochmals eine Gneislage ein; bei 1400 *m* beginnt der zusammenhängende Glimmerschiefer. Diesem ist bei 1625 *m* eine mehrere Meter mächtige kompakte Kalkbank eingeschaltet; darüber folgen grünliche, gelb anwitternde, dünnbankige Kalkschiefer, sodann dünnblättrige, graue, kalkfreie Schiefer (obere Glimmerschiefer). Über diesen folgen dann, mit Kalkglimmerschiefern beginnend, die weiteren Glieder der Schieferhülle.

Der Gneispartie östlich von Mallnitz, welche im Streichen nur durch die breite Erosionsfurche des Tauerntales von dem Gneis der Ramettenspitze getrennt ist, liegt senkrecht zum

Streichen auf der Nordseite des Tauerntales eine mächtige Folge von Glimmerschiefer gegenüber. Diese Schieferlagen bilden das Liegende des Ramettengneises. Sie lassen sich über die Bosameralpe an den nach Osten blickenden Wänden des Woigstengrabens bis zur Woigstenscharte verfolgen, bilden den kleinen Woigstenkopf und legen sich als ein flacher Lappen auf den Westabhang des großen Woigstenkopfes. Sie übersetzen, von Syenitgneis im Hangenden, von hellem, porphyrartigem Granitgneis im Liegenden begleitet, die Scharte und ziehen sich als ein mächtiges Band von braunen Felsen in das obere Hierkar. Hier läßt sich nun das Band von Glimmerschiefer (allerdings lokal unterbrochen durch Moränen, Schutt- und Vegetationsbedeckung) an den Abstürzen des Mallnitzriedls, quer durch das Kar »die Kelchen«, weiterhin unter der Henigleiten bis zum Thomaseck verfolgen. Weitere Ausbisse schließen sich oberhalb der Hatzingalm und westlich von derselben an und leiten zu den Aufschlüssen von stark geschiefertem Bandgneis am Fahrwege von Böckstein zur Hatzingalm weiter, die vielleicht nichts anderes darstellen als die Reste gänzlich aufgelöster und assimilierter Schieferschollen im Gneis. Die letzten Spuren dieser mehr als 9 *km* langen, schmalen Schieferzunge trifft man »in der Asten« oberhalb Böckstein im Naßfelder Tal an den felsigen Vorsprüngen zwischen dem Pflaumhäusl und der Straubinger Alm. Auf dieser ganzen Länge wird die Schieferzunge konkordant von Syenitgneis überlagert, von porphyrartigem Granitgneis unterlagert. Die Mächtigkeit, welche unter dem Ramettenspitz mehrere hundert Meter beträgt, nimmt dabei gegen Norden mehr und mehr ab. An der Woigstenscharte unter dem Mallnitzriedl beim Hierkarsee beträgt sie zirka 200 *m*, unter der Henigleiten ober der Hierkaralm 100 *m*, am Thomaseck 50 *m*. Weiterhin lassen die Aufschlüsse keine Schätzung der Mächtigkeit zu.

Wir wollen diesen Glimmerschieferzug, welcher bei Mallnitz mit der südlichen Schieferhülle zusammenhängt und sich in NNW-Richtung fast durch die halbe Breite der Hochalmmasse verfolgen läßt, als die Woigstenzunge bezeichnen.

Aus dem Talboden von Mallnitz ziehen sich die Glimmerschiefer über den Südabhang der Lieskele hinauf und bilden auf deren Gipfel eine nach Süden verflachende Kappe, die auf porphyrartigem Granitgneis aufruht. Diese Schieferpartie zieht weiterhin gegen Osten über die Maresenspitze und hängt mit dem schmalen Saum der südlichen Schieferhülle des Hochalmkerns zusammen, die in den zum Mölltal unterhalb Obervellach abfallenden Gräben aufgeschlossen ist.

Von derselben Stelle bei Mallnitz aus zieht sich noch eine zweite, etwas weniger lange, aber noch mächtigere Schieferzunge gegen Norden. Zwischen den beiden Zungen, an der Lieskele mantelförmig vom Glimmerschiefer umhüllt, liegt jener aus lichtem, porphyrartigem Granitgneis bestehende Teil des Hochalmkerns, welchen Berwerth als Gamskarlgneis bezeichnet hat. Dieser stumpfe, kurze Ausläufer des Hochalmkerns zeichnet sich durch besonders undeutliche Flaserung aus.

An den unteren Abhängen des Seebachtales bei Mallnitz sieht man die Glimmerschiefer, die auf dem Gipfel der Lieskele auf dem Gneis liegen, unter dieselbe Gneispartie einfallen. Sie streichen hier Nord einige Grade Ost, fallen steil gegen West ein. Im Tauerntunnel wurde die Grenze zwischen Glimmerschiefer und Gneis zirka 600 *m* vom Mundloch erreicht. Diese Schieferzunge (sie mag Seebachzunge heißen) zieht sich längs des Tauernbaches gegen Norden bis zum kleinen Tauernsee und zum Ebeneck und der Arnoldshöhe nördlich der Hannoverhütte am Elschsattel. Die Granitgneise des Scheinbretterkopfes bilden das Hangende. Im Liegenden findet sich eine sehr charakteristische Zone von dunklen Amphiboliten, die mit hellem Aplit wechsellagern. Diese Zone bildet die steilen Felsen nördlich vom Stapitzer See und zieht sich bis gegen den Gipfel des Ankogels hinauf.

Dieselbe Grenzentwicklung hat Berwerth den ganzen Südwestrand des Hochalmkerns entlang angetroffen. Am Nordostrande hat sie Geyer in mächtiger Entwicklung als Hornblendegneiszone kartiert.

Die Seebachzunge setzt nicht in die Tiefe des Anlauftales herunter; hier ist vielmehr alles heller, ziemlich grobkörniger, nicht sehr deutlich porphyrartiger Granitgneis. Nur die obersten

Felsterrassen unter dem Ebeneck bestehen aus dem braun verwitternden Glimmerschiefer.

Auf dem gegenüber liegenden Tischlerkamm sieht man in der Depression zwischen dem Tischlerspitz und den Hölltalspitzen ein paar braune Felsköpfe, welche vielleicht einen durch die Erosion abgetrennten Ausläufer der Seebachzunge darstellen.

Weder die Woigstenzunge noch die Seebachzunge umschließen Marmorlager oder irgend ein höheres Glied der Schieferhülle, wie z. B. Kalkglimmerschiefer oder Grünschiefer. Vorherrschend sind Glimmerschiefer mit muskovitischem Grundgewebe mit Porphyroblasten von Biotit oder Granat. In der Seebachzunge auch mehr schuppig schiefrige homoeoblastische Varietäten mit reichlichem Biotit. Im hangenden Teil der Seebachzunge sind Quarzite nicht selten.

Im Tauerntunnel hat Berwerth Spuren von Garbenamphiboliten angetroffen. Die petrographische Entwicklung mahnt demnach hier sehr an die »Greinerzunge« im Zillertal.

Wir wenden uns nun der Nordgrenze des Hochalmkerns zu.

Während an der Südgrenze des Hochalmkerns, wie wir gesehen haben, die unteren Glimmerschiefer im Liegenden des leitenden Marmorhorizontes in Berührung treten mit dem Intrusivkern, sehen wir im Norden im Gamskarkamm zwischen Kötschach und Großarl das Intrusivgestein in höhere Niveaus eindringen. Wir finden hier Zungen der Schieferhülle, die noch den Marmor enthalten, im Liegenden und Hangenden vom Intrusivgestein eingehüllt.

Verfolgen wir die Aufschlüsse an der östlichen Lehne von Hofgastein aufwärts, so treffen wir bei Remscheid zuerst den Granitgneis, stark sericitisch geschiefert und überlagert von blaugrauen und grünlichen, plattigen, ziemlich glimmerreichen Marmoren. Darüber folgen lichte Glimmerschiefer, sodann in höherem Niveau eine zweite Marmorbank, überlagert von dunklen, dünnblättrigen, kalkarmen Schiefern, endlich von den Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern des Gamskarkogels.

Schon am Ardackerbach stellt sich im Niveau der dunklen blättrigen Schiefer eine ziemlich mächtige Gneislage ein, also

weit im Hangenden des Marmorhorizontes. Diese Gneislage besteht zum Teil aus porphyrartigem Granitgneis, nimmt aber in ihrer Hangendpartie große Mengen von Biotit und Hornblende auf, so daß dunkle, ziemlich basische Konstitutionsfazies entstehen, deren genauere petrographische Untersuchung noch aussteht. Diese Gesteine sind es vermutlich, die von Lipold auf den Karten der geologischen Reichsanstalt als Amphibolit ausgeschieden und allerdings etwas schematisiert verzeichnet wurden. Diese Gneiszunge im Hangenden des Marmorniveaus läßt sich verfolgen quer über die breite Bergnase, die vom Throneck gegen den Ausgang des Kötschachtales hinzieht; sie tritt hier in deutlichen Aufschlüssen unterhalb der Zitterauer oder Kohlmeisteralm am markierten Wege zum Gamskarkogel zu Tage. Sie kreuzt ferner, immer den Glimmerschiefer mit Marmor im Liegenden, die steilen Runsen des Döfer- und Laabbaches und setzt den Gipfel des Flugkogels zusammen, steigt dann herab bis zu der obersten Kartreppe im Reitalpbach ober der Hödeggalpe, steigt zu dem Scheidekamm zwischen Reitalp- und Hubalpgraben empor, auf dem sie ein paar prächtige Felszacken entstehen ließ, und scheint sich in dem felsigen Gehänge ob der Pletzachalpe im Glimmerschiefer auszukeilen.

Die Glimmerschieferzunge im Liegenden dieser Gneislage mit Kalkmarmor an der Basis und unterlagert von grobkörnigem, porphyrartigem Granitgneis läßt sich im Zusammenhange bis zum Döferbach verfolgen.

Weiterhin machte die Steilheit der Felswände an der Nordseite des Kötschachtales die Untersuchung unmöglich. Mit dem Fernglas gelang es bisher nicht, die Fortsetzung zu erspähen.

Am Flugkogel bildet auf der Südseite Glimmerschiefer das Liegende der Amphibolgneiszunge. An der Basis dieses Glimmerschiefers fehlt der Marmor. Jener lagert vielmehr konkordant unmittelbar auf stark geschiefertem Gneis, dessen Schieferungsflächen in 30 bis 40° geneigten Bretterwänden in das oberste Kar der Hödeggalpe gegen Norden abfallen.

Gegen den Glaserkogel zu wird dieser Granitgneis deutlicher; er zeigt die Feldspateinsprenglinge. Und hier im Sattel

zwischen Freyberg und Glaserkogel ist ihm konkordant das an der Basis des Glimmerschiefers fehlende Kalkband eingelagert. Am Grat ist es etwa 4 bis 6 *m* mächtig. Von den gegenüberliegenden Höhen, z. B. vom Reedsee, selbst vom Radhausberg, kann man es an dem außerordentlich steilen Nordabhange des Kötschachtales als schnurgerades, flach gegen Westen absinkendes weißes Felsband ungefähr noch einen Kilometer weit verfolgen. Es reicht bis unter den Freyberg. Am Südabhange des Flugkogels konnte ich es in den Felsschrofen nicht finden. Vom Freybergsattel ziehen die grauen Marmorfelsen deutlich aufgeschlossen über die Pletzachalm herab ins Hubalptal, wo man den Kalk N 80° O streichend und unter 45° N fallend in einer Mächtigkeit von 15 *m* südlich von dem Wildbach antrifft, der in steilen Stürzen von der Pletzachhochalpe herabkommt.

Der Marmor liegt hier zwischen plattig schiefrigem Gneis ohne Schieferbegleitung. Im Hangenden stellt sich jenseits des erwähnten Wildbaches Syenitgneis ein, der von einem nur wenig mächtigen Marmorlager, dieser weiterhin von lichtem Glimmerschiefer überlagert wird. Sodann folgen die weiteren Glieder der Schieferhülle: dunkle, blättrige, kalkarme Phyllite, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer.

Am östlichen Abhange des Hubalpentales fehlen deutliche Aufschlüsse. Gut sichtbar ist aber die Granitgneis-Schiefergrenze in dem Sattel zwischen dem vorderen Plattenkogel und dem Spielberg. Der Plattenkogel besteht so wie der ganze rückwärtige Teil des Hubalptales aus porphyrartigem Granitgneis, welcher Ostnordost streicht und unter zirka 40° nach Norden einfällt. Gegen das Hangende nehmen die Feldspataugen ab, die Schieferung zu. Hier ist eine ziemlich mächtige Lage von grobem Syenitgneis eingeschaltet. Dann folgt plattig schiefriger Gneis, dann die Kalkzone, zirka 4 *m* mächtig, beginnend mit einer Wechsellagerung von schiefrigem Quarzit und dünnen Marmorbänken. Die Hauptmarmorbank im Hangenden ist 2 *m* mächtig. Sie ist von Glimmerschiefer überlagert, der bald dunkelgraue Lagen aufnimmt. Sodann folgen am Spielberg die weiteren Glieder der Schieferhülle.

Am Ostabhange des Spielberges auf den steilen Matten der Neureithalpe sieht man den Marmor (unterlagert von hellem Gneis, überlagert von Glimmerschiefer) herabziehen und an Mächtigkeit beträchtlich zunehmen. In der Tiefe des Großarltales, gegenüber dem Seegut zwischen dem Leim- und dem Neureithbach streicht das Kalklager in drei gesonderten Bänken aus, welche durch Glimmerschiefer getrennt sind. Die mittlere ist die mächtigste, die hangende die am wenigsten mächtige. Die Gesamtmächtigkeit beträgt hier mindestens 80 bis 100 *m*. Überlagert wird das Marmorlager von lichtem Glimmerschiefer, weiterhin von einem sehr schönen porphyroblastischen Grünschiefer, sodann von Kalkglimmerschiefer.

Dieselbe Folge hat man auch auf dem gegenüberliegenden Abhang des Großarltales. Hier treten zwei deutlich getrennte Marmorlager auf; das hangende ist als kompakte Felswand wenigstens 6 *m* mächtig aufgeschlossen. Im Liegenden folgt eine sehr mächtige Glimmerschieferlage. Dann ein zweites kompaktes Marmorlager, das von zirka 1 *m* eines quarzitischen bis phyllitischen, kohligen Gesteines unterlagert wird. Darunter folgt noch zirka 4 *m* stark geschieferter und gequetschter, in linsenförmige Körper zerteilter Kalk. Dann die äußersten stark geschieferten Gneisschichten. Beide Kalklager kann man mit dem Auge ein Stück weit an den felsigen, unzugänglichen Abhängen der Seekarspitze verfolgen.

Im dahinter liegenden Krehkar wiederholt sich dieselbe Erscheinung wie an der Pletzachalpe.

Von Nord nach Süd vorschreitend, findet man Glimmerschiefer, darunter eine etwa 200 *m* mächtige Lage hellen schiefrigen Gneises, der lagenweise deutlich porphyrartig wird. Dann folgt erst der Marmor, unterlagert von Quarzit, in beträchtlicher Mächtigkeit. Eine Scholle im Niveau von 2000 bis 2100 *m* im Karboden anstehend, scheint rings von Gneis umgeben zu sein. Eine zweite, am oberen Murthörl zwischen Mureck und Schöderhorn anstehend, in der Seehöhe von 2200 bis 2300 *m* erreicht eine beträchtliche Mächtigkeit und scheint sich ins Murtal fortzusetzen.

Die mitgeteilten Beobachtungen lassen wohl keine andere Deutung zu, als daß der Hochalmgneis sich zur Schieferhülle

intrusiv verhält. An der Südgrenze liegt die Intrusionsfläche im unteren Glimmerschiefer; an der Nordgrenze ist das Intrusivgestein bis über den Marmorhorizont in die oberen Glimmerschiefer vorgedrungen und der Marmor ist stellenweise vom hangenden Glimmerschiefer durch eine zwischengedrängte Lage von Granitgneis getrennt worden.

Bemerkenswert erscheint, daß eine stoffliche Beeinflussung des Intrusivgesteins durch den Marmor, ein »endogener Kontakt«, wie er beispielsweise in so klarer Weise von Lacroix in den Pyrenäen gefunden wurde, nicht zu sehen ist.

Der Schieferzug zwischen dem Sonnblickkern und dem Hochalmkern.

Dieser Schieferzug setzt zwischen dem Mallnitzer (Nieder-) Tauern und dem Herzog Ernst den Nordabhang der Hauptkette der Tauern zusammen. Pošepny gibt an,[1] daß hier eine Synklinale vorliege und daß das Hochnarr (= Sonnblick) massiv durch einen aus Südwest wirkenden Druck über das Ankogel- (= Hochalm-) massiv gewissermaßen überschoben sei. Auch Diener vermutet hier nordwärts gerichtete Überschiebungen.[2]

Anzeichen eines synklinalen Lagerungsverhältnisses sind in der Tat vorhanden, indem die der oberen Stufe der Schieferhülle angehörigen Kalkglimmerschiefer einen inneren Streifen bilden, der gegen den Hochalmgneis zu von Glimmerschiefer unterlagert wird, aber auch gegen Süd vom Sonnblickgneis durch eine Folge von Schieferlagen getrennt wird, in denen die typischen Kalkglimmerschiefer fehlen, wogegen die charakteristischen Typen der unteren Stufe, granatführende Glimmerschiefer, Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit, Quarzite auftreten. Allerdings fehlt die Marmorlage, welche, eingeschaltet in die Glimmerschiefer, in dem liegenden Schenkel der Synklinale auftritt.

In dem Profil vom Mallnitzer Tauern zur Feldseescharte stellt die ganze Schieferzone ein isoklines, SW-fallendes

[1] Archiv. f. prakt. Geologie, I, p. 15, Taf. I, insbesonders Fig. 3.

[2] Bau und Bild der Ostalpen, p. 450.

Schichtenpaket dar. Im Profil Herzog Ernst-Riffelscharte ist auch die Lagerung der Schiefer die einer schief nach Norden überlegten Mulde.

Der Muldenkern besteht aus Kalkglimmerschiefern, die beim sogenannten Salzschartel steil stehen, gegen die Riffelscharte flach nach Süden einfallen.

Bezeichnend ist, daß die Kalkglimmerschiefer in das Talbecken von Kolm-Saigurn nicht herabziehen.[1] Hier hängen die den Sonnblickgneis unterteufenden Glimmerschiefer mit Granat mit der Auflagerung auf die Westflanke des Hochalmgneises zusammen.

Die beiden Kontaktflächen sind etwas verschieden entwickelt. Hochalmgneis und Glimmerschiefer liegen im Naßfeld unter flachem Südwestfall in glatten und ebenen Platten übereinander. Daß Intrusivkontakt vorhanden ist, geht aus der stellenweise auftretenden Wechsellagerung von Glimmerschiefer und Gneis hervor. Dabei zeigt der Gneis unverkennbar eine Verfeinerung des Kornes und eine Zunahme der sericitischen Schieferung gegen die Kontaktfläche.

An der Kontaktfläche gegen den Sonnblickgneis ist das Intrusionsverhältnis noch deutlicher; man sieht hier dem Glimmerschiefer zahlreiche dünne aplitische Lager eingeschaltet, auch basische amphibolitische Lagen treten hervor. In der Lagerung ist ein Unterschied vorhanden. In einem breiten Streifen sieht man die mannigfaltigen Lagen dieser Grenzzone auf das intensivste gefaltet. Diese Verfaltung der Grenzzone wiederholt sich in gleicher Weise am Herzog Ernst und an der Feldseescharte. Die Falten treten in allen möglichen Dimensionen auf bis herab zu Miniaturfältchen, die man im Rucksack nach Hause tragen könnte. In der ganzen Grenzzone folgt die Faltung einem bestimmten Typus, indem horizontale oder ganz flach SW fallende Mulden- und Sattelschenkel mit steil SW-fallenden Mittelschenkeln wechseln.

---

[1] Die Karte von Pošepny verzeichnet zwar Kalkschiefer nördlich von Kolm im Rauristal. Aber dort liegen nur riesige Blöcke von Kalkglimmerschiefer, die Zeugen eines Bergsturzes vom Westabhang des Tales. Anstehend ist nur Glimmerschiefer, der dem des Silberpfennig recht ähnlich sieht.

In der Tiefe des Wurtentales liegen die Bänke des Sonnblickgneises flach und bilden eine sanfte Antiklinale.

Nach diesen Beobachtungen scheinen die Kontaktflächen des synklinalen Schieferstreifens gegen beide Gneismassen Intrusivkontakte darzustellen. Sichere Anzeichen einer wesentlich nach der Intrusion erfolgten tektonischen Störung sind bisher nicht nachgewiesen. Solche verraten sich in kristallinischem Gebirge durch Erscheinungen, wie sie beispielweise an den Schiefergneisen und Granitgneisen der Antholzer Gneismasse längs der Pustertaler Störungslinie oder an der Überschiebungszone der Mostockglimmerschiefer über den Südflügel der Schieferhülle der Zillertaler Granitgneise und an manchen anderen Orten der Zentralalpen wohlbekannt sind. Verruschelungszonen, Sericitisierung und Chloritisierung der Gesteine in dem Ausmaß, wie sie uns von dort bekannt sind, dürften in der in Frage stehenden Zone nicht vorhanden sein.

Als einfachste Folgerung ergäbe sich die Annahme, daß die synklinale Einfaltung der Schiefer gleichzeitig mit und in unmittelbarem Anschluß an die Intrusion erfolgte. Also in jenem Zeitabschnitt, in welchen wir wohl auch die Ausbildung der Flaserung und Schieferung des Intrusivgesteines selbst und die Ausprägung der kristalloblastischen Struktur der Schieferhülle verlegen dürfen.

Zur Frage der Kontaktmetamorphose der Schieferhülle.

Die Gesteine der Schieferhülle zeigen allenthalben in der Nähe des Zentralgneises ein gröber kristallinisches Gefüge. Auch zeigen sich gewisse Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung.

Die vollkommenste kristalline Entwicklung, d. h. ziemlich grobes Korn, Annäherung an homöoblastische Struktur und eine mineralogische Zusammensetzung, welche Annäherung an die Verhältnisse größerer Rindentiefe verrät, zeigen die Schieferzungen, die in das Innere des Hochalmkernes eingebettet sind.

Hier ist schuppiger Biotit stark verbreitet. Granat erscheint als häufiger Übergemengteil. Ähnliche Gesteinstypen findet man in der Tiefe des Rauristales bei Kolm-Saigurn zwischen den beiden großen Zentralgneiskernen, ferner an den Schollen,

welche isoliert im Zentralgneis liegen, wie z. B. am Hohen Stuhl und (im Sonnblickgneis) westlich vom Goldbergtauern. Doch kommen allenthalben auch Gesteine vor, die mehr porphyroblastische Struktur zur Schau tragen, mit Porphyroblasten von Albit, Biotit, Granat in schuppigem bis sehr feinschuppigem Grundgewebe von Muscovit.

Die letztere Ausbildung ist namentlich im Naßfeld an dem Schieferzug zwischen den beiden Gneiskernen zu beobachten. Auch Klinochlor und Magnetit können hier als Porphyroblasten beobachtet werden.

Dieselbe Entwicklung zeigt nun auch der Saum des Hochalmkernes im Norden. Die oft außerordentlich dünnblätterigen Glimmerschiefer sind hier sehr licht gefärbt. Granat tritt für das freie Auge nicht kenntlich auf. Dagegen sind Porphyroblasten von Albit, Klinochlor eine häufige Erscheinung.

Es scheint auch hier der Nordsaum des Zentralgneismassives weniger deutlich kristallin zu sein als der Südsaum.

Alle diese Gesteine haben die Zusammensetzung toniger Sedimente.

Man kennt bisher Gesteine derselben stratigraphischen Stellung (untere Stufe der Schieferhülle) nicht in größerer Entfernung vom Zentralgneis. Doch kommen in der oberen Stufe der Schieferhülle ähnliche kalkfreie Sedimente ziemlich häufig vor und diese erscheinen dann in der petrographischen Ausbildung von Phylliten.

Die kalkigen Sedimente erscheinen dort, wo sie dem Granitgneiskern am nächsten kommen, als typische Kalkglimmerschiefer mit von freiem Auge sichtbaren Glimmerschüppchen; in größerer Entfernung als Kalkphyllite.

Besonders deutlich ist der Unterschied in Struktur und Mineralbestand bei den Grünschiefern. In großer Entfernung von der Kontaktgrenze zeigen die Grünschiefer ein für das Auge dichtes Grundgewebe, in welchem örtlich bald Chlorit, bald Hornblende, bald Epidot vorherrscht. Einige der Granitgneisgrenze besonders nahe liegende Grünschieferlagen (z. B. der Zug, der von der Murwand nördlich des Murtörls durch die Krehalpe zum Großarltal herabzieht und sich jenseits gegen den Spielberg fortsetzt) lassen schon von freiem Auge den

Reichtum an Biotit, ausgeprägte Porphyroblasten von Albit und deutlich körnige Epidotaggregate erkennen.

Alle diese Beobachtungen sprechen durchaus dafür, daß die kristalline Entwicklung der Schieferhülle in der Nähe des Intrusivgesteins gefördert wurde, so zwar, daß aus Gesteinen, die ohne die Dazwischenkunft des Intrusivgesteins sich nach den zur Zeit ihrer Ausprägung herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen zu Phylliten ausgebildet hätten, die Beschaffenheit von ziemlich hochkristallinen Schiefern annahmen.

Die Struktur weist auf die Einwirkung starker Pressung während der Zeit der Ausprägung. Diese Pressung hat nach dem überaus regelmäßigen und dem in großen Zügen stetigen Verlauf der Strukturflächen nicht nur die Gesteine der Hülle, sondern auch das Intrusivgestein selbst betroffen.

Die Schieferung ist an den Kontaktstellen im Intrusivgestein und in der Schieferhülle konkordant und ist keine Kataklasschieferung, sondern — auch im Intrusivkörper — eine kristalloblastische.

Wodurch unterscheidet sich nun unsere Auffassung der hier vorhandenen Verhältnisse von der, welche Weinschenk vertritt und für welche er die Worte Piëzokristallisation und Piëzokontaktmetamorphose aufgestellt hat?

Wenn man unsere Darstellung und die Weinschenk's unbefangen miteinander vergleicht, wird man unschwer bemerken, daß wesentliche Unterschiede in Bezug auf die angenommenen geologischen Vorgänge nicht vorhanden sind.

Wir sowohl wie Weinschenk nehmen das Zusammenwirken von Pressung, Gebirgsdruck und magmatischer Intrusion an und unterscheiden uns höchstens in der quantitativen Abschätzung dieser Faktoren.

Ein wesentlicher Unterschied unserer Auffassungen liegt auf mineralogischem Gebiet: in der Deutung der hydroxylhaltigen Gemengteile der Zentralgneise. Weinschenk betont die primäre Entstehung von Klinozoisit und Chlorit aus dem Magma.

Wir erblicken in diesen Bildungen Produkte einer Metamorphose aus den normalen magmatischen Erstarrungsprodukten. Wir glauben gute Gründe zu haben, daß diese

charakteristischen Minerale unter Pressung in dem bereits erstarrten Gestein sich entwickelt haben,[1] wobei wir uns vorstellen, daß die Pressung, Umkristallisierung und Mineralneubildung sich unmittelbar anschließt an den Akt der Intrusion.[2]

Aus diesem Grunde konnte ich den Weinschenk'schen Begriff »Piëzokristallisation« nicht annehmen, obwohl er nach meiner Überzeugung eine ganze Anzahl richtiger Merkmale enthält, worunter die unmittelbare Verknüpfung der Schieferstruktur mit dem Intrusionsvorgang eines der wichtigsten ist.

Denn ein Hauptmerkmal dieses Begriffes, die direkte Bildung von Klinozoisit, Chlorit etc. aus dem Granitmagma, die von Antigorit aus dem Peridotitmagma, halte ich für unrichtig.

Mit der Piëzokristallisation muß dann konsequenterweise auch die Piëzokontaktmetamorphose abgelehnt werden, abgesehen davon, daß das Grundwort der Benennung: »Kontaktmetamorphose« und der damit verbundene Begriff sich nicht decken. Denn dieser soll Verhältnisse umfassen, wo von einer

---

[1] Ich habe in einer an den X. Internationalen Geologenkongreß in Mexiko eingesendeten Abhandlung: »Piëzokristallisation und Kristallisationsschieferung« diese Gründe angeführt und verweise bezüglich der Einzelheiten auf diese Publikation. Die wichtigsten sind:

1. Die Klinozoisit-, Muskovit- und Granatkriställchen erscheinen als Einschlüsse immer nur im Plagioklas, nie im Kalifeldspat oder Quarz.

2. Die Anordnung der einschlußreichen Schichten liefert bei gut erhaltener Erstarrungsstruktur ein getreues Abbild der Zonenstruktur der Plagioklaskristalle.

3. Klinozoisithüllen um Orthitkerne entwickeln sich nur dort, wo diese an Plagioklas, nicht aber, wo sie an Quarz grenzen.

4. Deutliche Kristallisationsschieferung entwickelt sich lokal von Klüften aus in körnigen Varietäten mit gut erhaltener Erstarrungsstruktur.

[2] Diese Vorstellung ist von mir keineswegs erfunden, »um die Trümmer meiner Hypothese zu retten«, wie Weinschenk in seiner letzten Publikation mir zumutet. Sie bildet einen wesentlichen Bestandteil meiner Vorstellungen über die Parallelstruktur der Intrusivgneise, seit ich mich mit diesen Gesteinen beschäftige. Derselbe Gedanke (Ausbildung der Parallelstruktur durch Umkristallisieren unter Pressung in unmittelbarem Anschluß an den Akt der Intrusion) findet sich schon in der Abhandlung über den Bau des Altvatergebirges, welche erschien, bevor Weinschenk's Piëzokristallisation auftauchte (diese Sitzungsber., *101*, Abt. I, März 1892).

Veränderung am Kontakt, an der Berührungsfläche des Intrusivgesteins absolut nicht mehr die Rede sein kann.

Die Verhältnisse der Schieferhülle im Gasteiner Gebiet sind völlig zureichend beschrieben, wenn man angibt, daß der Zentralgneis von einer Schieferhülle umgeben ist, die fern vom Intrusivgestein bei phyllitischem Habitus die Zusammensetzung der oberen Tiefenzone kristalliner Schiefer hat, aber in den vom Intrusivgestein eingehüllten Zungen und in einer randlich allmählich abklingenden Kontaktzone Übergänge zur unteren Tiefenzone der kristallinen Schiefer[1] zeigt sowohl in der mineralogischen Zusammensetzung als in der deutlicher kristallinen Entwicklung. Kontaktzone und Intrusivgestein haben ihre Ausprägung durch Metamorphose im unmittelbaren Anschluß an die Intrusion erhalten.

Wichtiger als dieser Wortstreit erscheint mir aber die folgende Erwägung.

Da die Schieferung sowohl in den Zungen als ringsum in der Hülle konkordant mit der Oberfläche des Intrusivkörpers verläuft, z. B. in der Woigstenzunge auf große Strecken N—S, in der Ebeneckzunge NNO mit westlichem Einfall; da ferner die Parallelstruktur großer Teile des Intrusivkörpers selbst eine flach bogenförmige Anordnung im Streichen erkennen läßt, da endlich die Schieferung auf große Strecken sehr flach orientiert ist, namentlich in und unter den horizontal oder fast horizontal gelagerten Teilen des Schieferdaches, so wird es recht schwer, sich vorzustellen, daß eine von außen wirkende Pressung, etwa ein quer zur Längserstreckung der Alpen wirkender Zusammenschub, diese Struktur verursacht habe.

Vielmehr verhält sich die Struktur eher so, als ob von dem Intrusivkörper selbst die Pressung senkrecht zur Oberfläche ausgegangen wäre, der natürlich eine Gegenwirkung durch Belastung Widerstand leisten mußte.

Sollte nicht vielleicht ein fortdauernder Intrusionsdruck in der Zeit unmittelbar anschließend an die Epoche der Intrusion und der Erstarrung der äußeren Teile des Intrusiv-

---

[1] Entsprechend der »mittleren Zone« Grubenmann's.

körpers, ausgehend von den erst später erstarrenden innersten Partien der Intrusivmasse, eine zutreffende Lösung des Problems geben? Könnte nicht etwa auf dieser Linie die Lösung des Widerspruches gefunden werden zwischen der Ansicht: Die Schieferung der äußeren Teile der Granitmasse sei primär, fluidal, und der von uns auf Grund der Mikrostruktur behaupteten Anschauung, die Umformung und Schieferung sei im starren Zustande (starr = kristallinisch) erfolgt?

Diese Frage soll hier nur angeregt, aber nicht weiter verfolgt werden. Sie bedarf noch fernerer Prüfung, namentlich aber der Untersuchung des südlichen Gegenflügels der Schieferhülle und der östlichen Umrandung des Intrusivkernes.

II. Aus dem mesozoischen Gebiete der Radstädter Tauern.

Von **V. Uhlig.**

Meine Untersuchungen erstreckten sich bisher hauptsächlich auf jenen kleinen Teil des Gesamtgebietes, der sich zwischen Tweng, Ober- und Untertauern ausdehnt. Kurze Begehungen anderer Teile des Untersuchungsgebietes sowie Angaben der Mitarbeiter setzen mich in die Lage, auch ein größeres Gebirgsstück, wenigstens hinsichtlich der allgemeinsten Hauptzüge des geologischen Baues und der Zusammensetzung, zu überblicken.

In der Region zwischen Tweng, Ober- und Untertauern konnten, wenn wir von der Kalkphyllitgruppe (Schieferhülle) und den kristallinen Gesteinen zwischen Mauterndorf und dem Seekarspitz bei Obertauern absehen, vier Schichtengruppen unterschieden werden:

1. Sericitquarzite und Schiefer,
2. Diploporendolomit,
3. Pyritschiefer und
4. Jurakalk.

Die Gruppe der Sericitquarzite und der damit verbundenen Sericitschiefer ist zwar leider fossilfrei, kann aber wegen ihres steten Gebundenseins an die fossilführende Trias zu dieser Formation gezählt werden. Analogiegründe sprechen für die Zugehörigkeit zur unteren Trias oder allenfalls zum

Perm und zur unteren Trias. Die Sericitquarzite sind im allgemeinen weiß gefärbt, vorwiegend feinkörnig, oft fast dicht, selten grobkörnig, mit einzelnen rosenroten Quarzkörnern. Sie gehen ohne scharfe Grenze in dünnschichtige Quarzite und Quarzitschiefer mit feinen Sericitschieferlagen und endlich in dünnplattig-blätterige Sericitschiefer von silberweißer bis apfelgrüner Färbung über.

Die Quarzite begleiten den Diploporendolomit durch das ganze Triasgebiet hindurch bis an den westlichen Eckpfeiler des Draugstein, wo sie von W. Schmidt erkannt wurden. Nur in der nördlichen überschobenen Decke des Radstädter Gebietes scheinen ausschließlich Quarzite und Sericitschiefer vorzukommen.[1] F. Frech,[2] der zuerst die erwähnten Quarzite unter dem Namen der Lantschfeldquarzite als untertriadisch oder permotriadisch hingestellt und mit der Quarzsericitgrauwacke (F. E. Suess) des Brenners parallelisiert hat, unterscheidet die Quarzite der nördlichen Region als Radstädter Quarzite und betrachtet sie mit M. Vacek als archäisch.

Zwischen diesen Radstädter und den triadischen Lantschfeldquarziten besteht aber nicht der geringste petrographische Unterschied. Gerade die Radstädter Quarzite, denen eine besonders dichte Beschaffenheit zugeschrieben wurde, zeigen vielfach, besonders deutlich zwischen der Wirtschaft Wisenegg und dem Bergwerkskar, eine grobklastische Beschaffenheit mit vielen groben, selbst faustgroßen, roten Geschieben.

Ferner flankiert auch der Radstädter Quarzit in gewissem Sinne das kalkige Mesozoicum und so ist es sehr wahrscheinlich, daß er mit dem Lantschfeldquarzit zu vereinigen ist. Da ich indessen den Radstädter Quarzit bisher nur eine kurze Strecke weit verfolgen und sein Verhältnis zu anderen Gesteinen noch nicht feststellen konnte, da ferner der Radstädter Quarzit von dem darunter liegenden Mesozoicum durch eine mächtige Überschiebung getrennt ist, so will ich es vorläufig noch offen

---

[1] Das Verhältnis der Quarzite und Schiefer dieser Region zum Marmor des Vorderfager und zum Mandlingzuge bei Radstadt ist noch nicht klargestellt.

[2] Geologie der Radstädter Tauern. Koken's Abhandl., neue Folge, V. Jena 1901, p. 10.

lassen, ob der Radstädter Quarzit mit dem Lantschfeldquarzit zu vereinigen und zur Untertrias zu stellen oder in ein etwas älteres, paläozoisches Niveau einzureihen ist.

Ob die Sericitschiefer von den Quarziten kartographisch trennbar sind und ob sie vielleicht eine besondere geologische Stufe vertreten, konnte noch nicht festgestellt werden. Vielleicht werden spätere Arbeiten darüber Licht verbreiten.

Das zweite Hauptglied der Trias bilden teils hell-, teils dunkelgraue, vorwiegend breccienartige, häufig diploporenführende Dolomite. Bald als Wettersteindolomit, bald als Hauptdolomit angesprochen, nehmen diese Dolomite jedenfalls eine Mittelstellung zwischen den untertriadischen Quarziten und den rhätischen Pyritschiefern ein und entsprechen den zentralalpinen Diploporendolomiten Tirols.

Es liegt hier kein Anlaß vor, um auf die Besprechung des näheren geologischen Alters dieses Mittelgliedes der Triasfolge einzugehen, doch muß wohl bemerkt werden, daß Frech's Hauptdolomit mit dem Diploporendolomit identisch ist. Der Beweis hiefür wird in der abschließenden Arbeit geführt werden.

Das dritte Glied, die Pyritschiefergruppe, zeichnet sich bekanntlich durch große Mannigfaltigkeit der Gesteine aus. Der oft beschriebene, durch die Häufigkeit von Pyritwürfeln auffallende Pyritschiefer bildet nicht den einzigen Bestandteil dieser Gruppe. Mit Übergehung der interessanten Einzelheiten, wie sie namentlich die Schicht für Schicht verfolgbaren Aufschlüsse um den Wildsee in großer Fülle darbieten, beschränken wir uns auf die Erwähnung, daß auch Quarzite, ähnlich den untertriadischen Quarziten, ferner wohlgeschichtete, häufig rötlich und gelblich anlaufende Dolomite und dunkelgraublaue Kalke, Kalkschiefer, Marmore und gewisse Breccien in die Zusammensetzung dieser Gruppe eintreten. Die Pyritschiefer sind durch Wechsellagerung an der Grenze mit dem darunter liegenden Diploporendolomit verknüpft.

Eine überraschende Entwicklung zeigt die Pyritschiefergruppe im Gamskar an der Glöcknerin (Obertauern W). Hier wechsellagern mit typischen Pyritschiefern Bivalvenlumachellen und Lithodendronkalke, die so lebhaft an das ostalpine und karpatische Rhät erinnern, daß es unmöglich ist, den Vergleich

mit dieser Bildung zu unterdrücken. Der einzige Unterschied ist der, daß hier die Tonhäutchen sericitisiert und die Septa der Korallenkelche stärker umkristallisiert sind. Die oberste Lithodendronkalkmasse ist mehr als 15 *m* mächtig und gänzlich von dichtem Korallenwuchs durchsetzt; sie nimmt teilweise eine hellere Farbe und Marmorstruktur an. Da Lithodendronkalke von dieser Beschaffenheit nur in der Rhätstufe vorkommen, so ergibt sich für die Pyritschiefergruppe ein rhätisches Alter. v. Wöhrmann[1] hat diese Altersdeutung im Gegensatze zu anderen Anschauungen bereits vertreten und man kann seinen Ausführungen über diesen Gegenstand vollinhaltlich beipflichten.

Die Beschaffenheit gewisser quarzitführender Pyritschieferzonen schlösse die Möglichkeit nicht aus, daß diese Bildung außer der rhätischen vielleicht auch noch eine tiefere Stufe der Obertrias umfasse; der Umstand, daß in dem erwähnten Profile des Gamskars Lithodendronschichten schon im tiefsten Horizonte des Pyritschiefers auftreten, ist aber dieser Annahme, so weit man dies bis jetzt beurteilen kann, nicht günstig, wenn nicht angenommen wird, daß hier auf tektonischem Weg entstandene Lücken bestehen.

Die Pyritschiefer treten in den Radstädter Tauern in zahlreichen Zügen auf, deren Zusammensetzung sowohl dem Streichen nach, wie besonders quer auf das Streichen beträchtliche Veränderungen aufzeigt.

Glimmerreiche, oft plattige und streifige Marmore und Kalke von weißer, grünlicher, schwärzlicher, seltener gelber und blaßroter Farbe vertreten in den Radstädter Tauern das Jurasystem. Das Vorkommen von Versteinerungen dieses Systems, Belemniten und Crinoiden, in den Radstädter Tauern ist schon seit langer Zeit bekannt, aber erst durch ihre Wiederauffindung im Zehnerkar seitens K. Diener's[2] konnte festgestellt werden, daß es die oben erwähnten Marmore und gewisse schwarze Kalke sind, welche die betreffenden Versteinerungen führen und daher zum Jurasystem gehören. Belemniten sind

---

[1] Jahrbuch der geolog. Reichsanstalt, 1893, Bd. 43, p. 711.

[2] Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1897, p. 252.

hier offenbar sehr selten, um so häufiger Crinoiden, darunter wohlerhaltene große Pentacrinen, die so häufig und in solcher Masse auftreten, daß man diese Kalke geradezu als Crinoidenkalke bezeichnen kann. In eng zusammengepreßten, liegenden Mulden des Pyritschiefers zeigen die Crinoidenmarmore des Jura bisweilen nur eine geringe Mächtigkeit, doch erleichtert das häufige Vorkommen von Pentacrinen in den betreffenden, so bezeichnenden Gesteinen die Feststellung der Juraformation. Wo aber die Triasdolomite und die darüber liegenden Pyritschiefer sich ziemlich flach ausbreiten, wie am Tauernpaß und in der Region des noch weiter unten zu erwähnenden sogenannten Tauerngrabens, sieht man die Jurakalke als eine vorzüglich gesonderte und sehr bezeichnende Ablagerung im regelmäßigen Hangenden der Pyritschiefer auftreten.[1] Ihre Mächtigkeit kann 100 *m* erreichen; noch mächtiger ist ihre Entwicklung in der Gegend der Hafeuchtalpe am Südgehänge der Steinfeldspitze.

Der von Diener im schwarzen Kalkstein aufgefundene Belemnit gehört nach Diener zu den Canaliculaten, die Juragesteine daher vermutlich zum Dogger.[2] Es wird aber bemerkt, daß irgend eine Diskordanz zwischen den rhätischen Schichten und dem darüber liegenden Jura bisher nicht erkannt werden konnte. Es ist sogar eine gewisse Ablagerungsverknüpfung vorhanden, sofern schon im Pyritschiefer einzelne Marmorbänke mit Crinoiden sich einstellen. Viele Pyritschieferzüge sind ferner regelmäßig von Juramarmor begleitet, wie wenn die Ablagerung vom Rhät zum Jura lückenlos erfolgt wäre.

Ob Lias und Jura im Radstädter Gebiet einer spezielleren Gliederung zugänglich sind, wird sich erst durch die nähere Untersuchung des nördlichen Teiles dieses Gebietes erweisen, wo diese Formationen besonders mächtig und regelmäßig entwickelt sind.

Der Juramarmor war bisher nur aus dem Zehnerkar bekannt. In Wirklichkeit ist diese Ablagerung im ganzen

[1] Vergl. Vacek's Angaben in den Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1882, p. 315.

[2] Die nähere Bestimmung und Beschreibung dieses wichtigen Fundes behalte ich mir für später vor.

Gebiete der Radstädter Tauern verbreitet, nimmt in gewissen Zonen einen beträchtlichen Raum ein und erleichtert wesentlich die Erkennung des tektonischen Baues.

Sämtliche vier Gruppen zeigen, wie man seit lange weiß, mehr oder minder deutliche Anzeichen einer allgemeinen Gesteinsmetamorphose. In der untersten Gruppe der Quarzite und Quarzitphyllite tritt die Metamorphose naturgemäß bei den schieferigen Phylliten viel deutlicher hervor als bei den massigen Quarziten. Sie führt bei den letzteren zur Bildung von weißen Sericithäutchen und zu mehr oder minder weitgehendem Verfließen der einzelnen Quarzkörnchen oder Geschiebe.

Sehr verschieden ist der Grad der Metamorphose beim Pyritschiefer; bisweilen kaum mit einem leichten Glanz ausgestattet oder selbst als »normales« Schiefergestein ausgebildet, nimmt der Pyritschiefer an anderen Stellen die Beschaffenheit eines deutlichen Glanzschiefers oder eines kalkreichen Sericitschiefers an und er kann selbst einen so hohen Grad von Metamorphose erlangen, daß es schwer wird, ihn von Gesteinen der Kalkphyllitgruppe zu unterscheiden. Es dürften hier auch lokale Einflüsse eine wichtige Rolle spielen, sofern nämlich die stärkstgestörten Partien auch die deutlichste Metamorphose aufzuweisen scheinen.

Besonders stark verändert ist derjenige Pyritschiefer, der die sogenannte Schwarzeckbreccie (F. Frech) umschließt. In den Pyritschiefern kommen sehr häufig eigentümliche, oft flaserige Breccien vor,[1] die seltener eckige, häufiger schlecht gerundete und gestreckte Kalk- oder Dolomitbrocken von beträchtlicher Größe umschließen.

Wir wollen hier auf diese merkwürdige Bildung nicht näher eingehen, da später eine viel genauere Darstellung wird gegeben werden müssen, und beschränken uns daher auf die Bemerkung, daß diese Breccien (Quetschlinge oder Phacoiden E. Suess[2]) bisweilen eine gewaltige Mächtigkeit erlangen, im Niveau des Pyritschiefers allgemein verbreitet sind und häufig an der Grenze des Diploporendolomits und des Pyritschiefers,

[1] Das Vorkommen dieser Breccie in den Pyritschiefern ist von allen Mitarbeitern übereinstimmend erkannt worden.

[2] Diese Sitzungsber., 114. Bd., 1905, p. 734.

aber auch an der Berührung des Pyritschiefers mit den ihm eingelagerten Kalk- und Dolomitbänken vorkommen. Offenbar bot der Pyritschiefer als plastisches Material besonders günstige Bedingungen für die Zertrümmerung, Verflößung und Verknetung der durch die so intensive Bewegung abgerissenen Dolomitbrocken dar. Gerade die Schieferpartien, welche die Dolomitbrocken umgeben, zeigen fast stets eine viel weitgehendere Umwandlung als die übrigen benachbarten Teile des Pyritschiefers und die eingebackenen Dolomitbrocken.

Auffallende, aber leicht verständliche Unterschiede zeigt das Verhalten von Jurakalk und Diploporendolomit. Während nämlich dieser überwiegend nur geringe Spuren von Veränderung aufzeigt und vom »normalen« Triasdolomit der Kalkzone nicht sehr wesentlich abweicht, ist jener fast stets mehr oder minder stark marmorisiert, erhält nicht selten sogar eine grobkristalline Beschaffenheit und ist oft von feinen Glimmerblättchen und Chloritschuppen ähnlich wie der typische Glimmermarmor der Kalkphyllitgruppe nach parallelen Flächen durchsetzt.

Allerdings besteht noch ein beträchtlicher Abstand zwischen diesen Juragesteinen und dem Marmor der Kalkphyllitgruppe, dessen kristalline Metamorphose noch weitgehender ist, aber die Ähnlichkeit der Veränderungen ist doch bemerkenswert und wurde auch schon von D. Stur betont.

Trotz der starken Veränderung konnten sich die Crinoidentäfelchen nicht nur erhalten, sondern zeigen zuweilen selbst noch ziemlich feine Details der Skulptur. Der Diploporendolomit nimmt, auch wenn er marmorisiert ist, niemals ein so grobes Korn wie der Kalkstein an und unterliegt der Marmorisierung, wie es scheint, besonders an lokal stark beeinflußten Stellen, wie z. B. an der mit Reibungsbreccie erfüllten Kluft der Wand des Johannes-Wasserfalles.

Nähere Mitteilungen und Untersuchungen über diese Verhältnisse sind für später vorbehalten.

Die besprochenen mesozoischen Felsarten nehmen in den Radstädter Tauern die Lagerungsform von Schuppen oder Decken an, die ihre Schichtköpfe nach Süden und Südwesten exponieren und deren Schichtflächen im allgemeinen

und abgesehen von gewissen lokalen Abweichungen nach Norden bis Nordosten abfallen. Die Zahl dieser Decken und ihr näherer Zusammenhang können zur Zeit noch nicht genau angegeben werden.

Die nördlichste Decke, die hauptsächlich die Quarzitmassen des Spatzeck, Leckriedel, Strimskogel und Geißsteinkopf und des Bergwerkskars umfaßt und vorläufig als Radstädter Quarzitdecke oder kurz als Quarzitdecke bezeichnet werden soll, senkt sich im Norden unter die Phyllite, die den triadischen Mandlingzug tragen. Mit ihrem Südrande liegt sie auf den hangendsten Schichten der nächsttieferen Decke, der Tauerndecke, flach auf, und zwar größtenteils auf Juramarmor und Pyritschiefer, selten auf Triasdolomit. Die Tauerndecke ihrerseits liegt wieder auf den Triasgesteinen der nächsttieferen Decke und nur die tiefste, im Zuge zwischen Speiereck und Hochfeind entwickelte Decke ruht auf den Gesteinen der Kalkphyllitgruppe.

Der Kontakt der einander schräg überlagernden mesozoischen Decken oder Schuppen ist naturgemäß ein mechanischer.[1]

Zwischen der Quarzitdecke und der Tauerndecke ist der Kontakt, der mehrere Kilometer weit genau verfolgt werden konnte, durch eine bisweilen sehr mächtige, braungelbe, kalkigtuffige Wacke mit eckigen Fragmenten von Quarzit und Sericitquarzitschiefer, Jurakalk und seltener von Dolomit vermittelt. Die Fragmente sind vorwiegend kleiner als nußgroß, meist nur linsengroß oder noch kleiner. Frech faßte diese in der Literatur als braune Rauchwacke oder Breccie bezeichnete Bildung als Reibungsbreccie auf und es ist in der Tat kaum möglich, sie anders denn als Zermalmungsprodukt, als Mylonit zu deuten. An sehr zahlreichen Punkten sieht man mit voller Klarheit über dem Dolomit der Tauerndecke Pyritschiefer, darüber Juramarmor, über diesem die Zermalmungsbildung[2] und auf dieser

[1] Schon Geyer und Frech erkannten, daß die Trias der Twenger Region durch einen »Bruch« vom Speiereck—Weißeck-Zuge getrennt ist und E. Suess zeichnete die Tauerndecke überschoben von kristallinen Schiefern.

[2] Sie ist bei mächtiger Entwicklung im Gelände durch eine fortlaufende Folge von kleinen und mittelgroßen Dolinen markiert.

den Quarzit der Quarzitdecke. Wo der Jura fehlt, ist die Folge von unten nach oben: Dolomit, Pyritschiefer, Reibungsbreccie, Quarzit; sehr selten Dolomit, Reibungsbreccie, Quarzit. War die Überschiebung besonders intensiv, wie z. B. im Umkreise des isolierten, fast gänzlich auf Jurakalk liegenden Überschiebungszeugen des Spatzeck, ist dieses Zermalmungsprodukt auch in mehreren Streifen zwischen die zerrütteten Kontaktgesteine hindurchgepreßt.

Der beschriebene Mylonit, der oft nur 5 bis 10, häufig aber auch bis zu 50, selbst 100 *m* mächtig ist, ist nicht bloß an den Kontakt der Quarzit- und der Tauerndecke gebunden, er kennzeichnet mehr oder minder vollständig auch den Kontakt der anderen Decken und findet sich auch am Kontakte der tiefsten Triasdecke mit der darunter liegenden Kalkphyllitgruppe. Da sich nun die Kalkphyllitgruppe zu der darüber liegenden ersten, sicher mesozoischen Decke tektonisch gerade so verhält wie die mesozoischen Decken untereinander, da, wie gesagt, auch hier Mylonite vorkommen, da ferner bald ältere, bald jüngere Glieder der sicher mesozoischen Reihe mit der Kalkphyllitdecke in Berührung kommen, so hat man einigen Grund zu der Vermutung, daß auch der Kontakt der ersten, tiefsten, sicher mesozoischen Decke mit der darunter befindlichen Kalkphyllitgruppe ein mechanischer Kontakt sein werde. Andrerseits vermißt man Anzeichen transgressiver Lagerung.[1] Die Verteilung der fossilführenden Trias ist ersichtlich durch tektonische Vorgänge bedingt.

Der geologische Bau unserer Decken ist teilweise überaus verwickelt und noch nicht in allen Einzelheiten geklärt. Die Tauerndecke zerfällt, im großen betrachtet, in zwei Partien: die südliche, die westlich von Obertauern den Tauernkamm bildet, ist gestaut und in sehr komplizierte liegende Falten gelegt, die nördliche fließt gleichsam in typischer Deckenform nach Norden und Nordosten ab und ist hier weithin von der Quarzitdecke überlagert.

Einen der schönsten Aufschlüsse im Bereiche der liegenden Falten gibt das bekannte, zuerst von E. Suess gezeichnete

[1] Über diese Region werden L. Kober, F. Schmidt und F. Seemann interessantes Detail mitzuteilen haben.

Profil der Sichelwand im Zehnerkar ab, das eine gute Vorstellung dieser liegenden Falten vermittelt. Die mehrfache Wiederholung der Pyritschieferzüge am Nordabhange des Tauernkammes westlich von Obertauern hängt mit diesem Faltenbau der südlichen Partie der Tauerndecke zusammen.

Von der Beschaffenheit des nördlichen Teiles der Decke hätte man keine so deutliche Vorstellung, wäre sie nicht durch den von der Tauernstraße benützten Einschnitt der Taurach tief aufgeschlossen. In der Tiefe der Schlucht stehen zwischen der unteren Gnadenalpe und Untertauern die mächtigen Dolomitwände an und bilden beiderseits hohe Stufen, die von Pyritschiefer und Jura überdeckt sind. Darüber erheben sich unter Vermittlung des beschriebenen braunen Mylonits beiderseits zum Bergrücken ansteigend Sericitquarzite und Sericitquarzitschiefer. Diese Lagerungsverhältnisse sind nicht nur im großen im Haupttale, sondern auch im Detail in den Seitenschluchten so klar aufgeschlossen, daß an der tatsächlichen Überlagerung der Dolomit-, Pyritschiefer- und Jura-Serie der Tauerndecke durch den Quarzit der Quarzitdecke kein Zweifel bestehen kann. Die Grabensenkung (»Taurachgraben«), die hier angenommen wurde, existiert nicht.

Wir wollen hier das Verhalten dieses flachen Teiles der Tauerndecke kurz besprechen, da es für die Deckennatur besonders bezeichnend ist. Zwischen der oberen Pleislingalpe und der Hafeuchtalpe liegt am Spatzeck ein isolierter Denudationszeuge der Quarzitdecke auf der Tauerndecke. An der Pleislingalpe fallen Triasdolomite, Rhätschiefer und Juramarmore mit Crinoiden, durchwachsen von mächtigen Myloniten, unter den Quarzit der Spatzeckkappe ein. Dieses Einfallen unter den Quarzit konnte um den Ostrand des Spatzeck herum bis an die Nordseite dieser Quarzitmasse an der Hafeuchtalpe Schritt für Schritt verfolgt werden. Mit voller Klarheit stellt sich so der Quarzit des Spatzeck als eine auf dem Jurakalk der Tauerndecke gleichsam schwimmende Masse dar.[1] Diese Quarzitmasse drückt die Tauerndecke herab, noch mehr ist das

[1] Nur der Westrand der Spatzeckpartie, der Spirzingerkogel, konnte noch nicht untersucht werden.

der Fall bei der Quarzitmasse des Leckriedel und der Weißen Lahn; wenn wir nun die Tauerndecke in der dazwischenliegenden Partie des Bärenstaffl und der Steinfeldspitze sich in Form eines domartigen Gewölbes hoch aufbäumen sehen, so werden wir diese Erscheinungen miteinander in Zusammenhang bringen müssen.

Nördlich der Weißen Lahn an der Tauernstraße und der vorderen Gnadenalpe erhebt sich die niedergehaltene Tauerndecke von neuem; sie bildet allmählich ansteigend in der Gegend der Beilhütte und des Schlaningbaches einen leicht gewölbten Scheitel, um sich von hier nach Untertauern ziemlich rasch zu senken. In Untertauern formen die Dolomite, begleitet von Pyritschiefer, eine nach Norden blickende Wölbung und verschwinden beim Marchgute zunächst unter dem hier den Talboden erreichenden Quarzit, wie wenn hier eine nach Norden geschlossene Stirn vorläge. Allein schon 1·2 *km* weiter nördlich kommen gegenüber dem Lackengute neuerdings Jurakalke, Pyritschiefer und Diploporendolomit im Talboden und im unteren Teile des Gehänges zum Vorschein und erstrecken sich bis über das Gut Weninger hinaus.[1] Die Tauerndecke taucht also nochmals aus der Tiefe auf, um erst weiter nördlich, unweit des eine andere Triasfazies aufweisenden Mandlingzuges endgültig von der Oberfläche zu verschwinden. Die Überdeckung des flach nach Norden abfallenden Teiles der Tauerndecke durch die Quarzitdecke ist somit im Taurachtale ungefähr 8 *km* weit ersichtlich aufgeschlossen.

Ein ähnliches, wenn auch in gewissen Beziehungen etwas abweichendes Verhalten zeigt die Decke im Süden der Tauerndecke. Wir finden sie am Kamme zwischen Speiereck, Weißeck und Hochfeind ebenfalls in liegende Falten gelegt und sehen, wie sie sich am Abhange dieses Kammes unter die Tauerndecke nach Norden und Nordosten senkt. Einen nach

[1] Auf diese mesozoische Kalkpartie hat M. Vacek aufmerksam gemacht, dessen sorgfältige Angaben über die Verteilung der mesozoischen Kalke das Studium der Tektonik der Radstädter Tauern in sehr wirksamer Weise unterstützen. Nach Vacek kommt noch im Brandstattwalde, nur etwa 3 *km* vom Mandlingzuge entfernt, Triasdolomit vor. Leider konnte diese nördlichste Partie noch nicht untersucht werden.

Norden flach ausgebreiteten, zur Stirn hinziehenden Teil dagegen können wir hier nicht nachzuweisen erwarten, denn um auf ihn, wenn er vorhanden ist, zu stoßen, müßte nicht nur die Quarzitdecke, sondern auch die Tauerndecke ihrer ganzen Mächtigkeit nach lokal ausgewaschen sein. Ein so tiefes »Fenster« ist aber hier nicht vorhanden.

Die lokalen Stauungsbewegungen erreichen in dieser Decke das Maximum ihrer Intensität; in Zusammenhang damit steht die starke Metamorphose der Gesteine, äußerst weitgehende Verdünnungen der Mächtigkeiten und die stellenweise enorme Entwicklung der Schwarzeckbreccie. Hierauf ist schon von F. Frech hingewiesen worden. L. Kober und W. Schmidt haben über die tektonischen Verhältnisse dieser äußerst verwickelten Region wichtige Beobachtungen gemacht, deren Mitteilung später erfolgen wird.

Bei dem großen Interesse, daß sich an den Triaszug des Mandlingpasses im Norden der Radstädter Triasregion, den sogenannten Mandlingzug, knüpft, seien noch einige Worte über diese in mehr als einer Beziehung rätselhafte Zone hinzugefügt, obwohl ihre, von F. Trauth unternommene Untersuchung noch nicht völlig abgeschlossen ist. Man betrachtete den Mandlingzug, der durch sein ostnordöstliches Streichen aus dem Rahmen der übrigen Bildungen heraustritt, bisher zumeist als ein versenktes und daher der Denudation entgangenes Mittelglied zwischen der Radstädter Trias und der des Dachsteins. Diese Vorstellung wird aber eine gewisse Modifikation erfahren müssen. Der Brecciendolomit des Mandlingzuges, wie ihn Stur nannte, weicht petrographisch von dem Diploporendolomit nicht unwesentlich ab. Er bildet auch nicht, wie man bisher annahm, eine einheitliche Masse, sondern ist nach Trauth von einer regelmäßigen Zone von schwärzlichen, kieseligen Schiefern durchsetzt und zeigt in Hangenden eine sehr mächtige und weithin verfolgbare Ablagerung von rötlichen Knollen- und Flaserkalken, in denen F. Trauth megalodontenartige Durchschnitte auffinden konnte. Obwohl der nördlichste Teil der Tauerndecke und der Mandlingzug einander bis auf 3 *km* Entfernung genähert sind, ist noch keine Spur eines faziellen Überganges angedeutet. Wenn

man nun noch bedenkt, daß die Tauerndolomite vom Quarzit bedeckt sind und sich unter den Mandlingzug senken, so kommt man zu der Überzeugung, daß ein direkter Übergang des Tauerndolomits in den Mandlingdolomit von oben her nicht möglich wäre, auch wenn die Denudation nichts hinweggeräumt hätte. Daß ein fazieller Übergang vorhanden war, ist gewiß sehr wahrscheinlich, aber er muß sich unter gänzlich anderen Lagerungsverhältnissen als den gegenwärtigen auf einer fernen und weiten Fläche vollzogen haben, die erst durch Überfaltung und Überschiebung auf das heutige Maß der Annäherung verkürzt wurde.

Das so merkwürdige Eocän von Radstadt, von dem Gümbel[1] sagte, daß »es eine aus der jetzigen Oberflächengestaltung nicht zu erklärende Erscheinung« bilde, konnte leider nur in zahlreichen Blöcken, aber nicht anstehend wiedergefunden werden. Sein Verhältnis zum kohleführenden Tertiär und die Beziehungen des Mandlingzuges zur Dachsteinkalkdecke werden im folgenden Jahre untersucht werden.

Es wäre in diesem Stadium der Untersuchung verfrüht, auf die Stellung der Radstädter Tauerngebilde in der ostalpinen Zentralkette und ihre Herkunft näher einzugehen. Noch sind die Grauwackenzone, das Grenzgebiet des Mandling- und Dachsteinzuges und das Gebiet des Lungauer und Steirischen Kalkspitz nicht näher untersucht, ebenso ist das Verhältnis der mesozoischen Gesteine und der Kalkphyllitgruppe zur sogenannten Schladminger Masse und den alten Gesteinen im Osten der Tauernkerne noch nicht aufgeklärt. Wir könnten daher hier nur allgemeinen Betrachtungen Ausdruck geben, die sich aus der Vergleichung des bisherigen Wissens mit dem Gesamtbilde des Alpenbaues ergeben, aber nicht auf neuerlichen Untersuchungen beruhen, und dazu ist hier nicht der geeignete Ort.

Dagegen wäre es vielleicht nicht unangemessen, diejenigen Bildungen aufzusuchen, die sich als Streichungsfortsetzung der mesozoischen Decken der Radstädter Tauern zu erkennen

[1] Sitzungsberichte der bayr. Akademie der Wissenschaften, mathem.-phys. Klasse, 19. Bd., 1889, p. 383.

geben. Nach Westen hin dürfte ein, wenn auch vielleicht lückenhafter, doch klarer Zusammenhang mit der Tribulaun-Decke der Brennerregion erweisbar sein. Diese Decke, deren Überlagerung ebenfalls eine weitgehende ist, nimmt zum Zentralgneis und der Kalkphyllitgruppe eine völlig analoge Stellung im Westen ein wie die Radstädter Tauerngebilde im Osten. Eine von den Abweichungen, die man früher annehmen mußte, nämlich die verschiedene Stellung der Pyritschiefer, ist schon jetzt beseitigt, da diese Schiefer in beiden Regionen denselben Horizont der Trias einnehmen. Daß wir weiter westlich die Fortsetzung unserer Triasentwicklung in der Zone des Briançonnais zu suchen haben, dürfte kaum zweifelhaft sein.

Nach Osten hin verschwinden zunächst die Radstädter Tauern-Gebilde, um vorwiegend weit älteren Felsarten Platz zu machen. Erst im Semmeringgebiete, im Rosalien- und Leithagebirge und in den West- und Zentralkarpaten finden wir Ablagerungen, die zu diesen merkwürdigen Gebilden Beziehungen aufweisen. Die Fazies ist es vor allem, die hier den Leitstern abgeben kann.

Große Ähnlichkeit, um nicht zu sagen völlige Übereinstimmung besteht sowohl hinsichtlich der petrographischen Ausbildung wie auch der Lagerung zwischen der untertriadischen oder, wenn man will, permotriadischen Sericitquarzitgruppe der Tauern mit den Quarziten und den damit eng verknüpften sericitischen Schiefern des Semmering. Speziell die Quarzite lassen keinen Unterschied erkennen. Es ist richtig, daß die Semmeringschiefer mit Gipslagern in Beziehung stehen, deren wir in den Radstädter Tauern nicht erwähnt haben. Darin spricht sich aber kein tiefergehender Unterschied aus, denn wir wissen, daß die zentralalpine Trias bisweilen, aber nicht regelmäßig, Gips und Anhydrit führt.[1]

Auf den Quarzit und Semmeringschiefer folgt als nächst jüngeres Glied der sogenannte Semmeringkalk der älteren Autoren, der von dem um die Kenntis der Grauwackenzone so

---

[1] Überdies enthält auch die Untertrias der Radstädter Tauern in der Gegend des Ennsursprungs nach M. Vacek tatsächlich Gips. Leider hatte ich noch nicht Gelegenheit, dieses wichtige Vorkommen zu untersuchen (vergl. Verhandl. geolog. Reichsanstalt, 1901, p. 384).

hochverdienten F. Toula in zwei Hauptglieder: rhätischen Kalk (Bivalvenkalk, dunkler Bänderkalk und Pentacrinitenkalk) und hellen Dolomit und dolomitischen Kalk mit Gyroporellen, zerlegt wurde. »Die Gyroporellenfunde«, sagt Toula,[1] »zwingen förmlich zu einem Vergleich mit den Diploporenkalken der Radstädter Tauern«, und was die rhätischen Gesteine des Semmering betrifft, so haben sie in den rhätischen Bivalvenbänken und den dunklen crinoidenführenden Kalken der Pyritschiefer ein gutes Seitenstück, wie gleichfalls schon Toula richtig betont hat.[2] Die Analogie ist allerdings in mehrfacher Beziehung, wenn wir unser heutiges Wissen als Grundlage nehmen, nicht vollständig. Gesteine, die den Pentacrinuskalken des Semmering sehr ähnlich sehen, finden sich in den Tauern im Jura, der unter den Gesteinen des Semmering vorläufig noch nicht figuriert. Es ist indessen nicht unwahrscheinlich, daß man sich früher oder später entschließen wird, die Pentacrinuskalke des Semmering in den Lias einzureihen. Ferner sind in den Radstädter Tauern die rhätischen Schichten vom Diploporendolomit leicht trennbar; am Semmering ist aber eine derartige Trennung mindestens sehr schwierig. Noch sonderbarer ist der Umstand, daß die rhätischen Bänderkalke und Pentacrinitenkalke, wie auch Toula bestimmt hervorhebt, immer unmittelbar auf dem Semmeringschiefer und Quarzit liegen, während der Gyroporellendolomit ein höheres Niveau einzunehmen scheint.[3]

Trotz dieser noch nicht beseitigten Differenzen ist die Analogie der Zusammensetzung unverkennbar und um so beachtenswerter, als auch hinsichtlich des geologischen Baues eine gewisse Übereinstimmung besteht, sofern nämlich die mesozoischen Semmeringgesteine in Schollen auftreten, die im allgemeinen nach Norden einfallen und hier unter paläozoische Gesteine tauchen. Da die zentralalpine Trias der Ost-

[1] Führer für die Exkursion auf den Semmering, IX. Internationaler Geologenkongreß, Wien, 1903, p. 30.

[2] Geologische Untersuchungen in der »Grauwackenzone« der nordöstlichen Alpen. Denkschriften der kaiserl. Akad., math.-naturw. Klasse, 50. Bd., 1885, p. 180.

[3] Ebendaselbst, p. 128.

alpen mit der Trias der inneren Zonen der Westalpen zweifellos in nahen Beziehungen steht, so wird die Anschauung P. Termier's,[1] der die Schichtenfolge des Semmering mit der der Vanoise verglichen hat, durch diese Auffassung bekräftigt.

Die Verfolgung der Quarzite und Semmeringkalke nach Nordosten führt durch das Rosaliengebirge in das Leithagebirge und von da in die Hundsheimer Berge und die Kleinen Karpaten. Die Kalke und Quarzite des Rosaliengebirges wurden stets als »Semmeringkalke« und -Quarzite angesprochen und sowohl mit den Bildungen des Semmering wie mit den Quarziten und Kalken des Leithagebirges in Beziehung gebracht. Die leichte Metamorphose dieser Gesteine verleiht ihnen ein geologisch älteres Aussehen und so ist es begreiflich, daß man sie früher als paläozoische »Grauwacken« angesprochen hat, eine Auffassung, die sonderbarerweise auch heute noch nicht ganz verschwunden ist, obwohl es doch nicht zweifelhaft sein kann, daß es dieselben Gesteine sind, in denen Toula am Semmering mesozoische Versteinerungen aufgefunden hat. Crinoiden, gewissermaßen die Fazies-Fossilien dieser Kalke, sind übrigens in Spuren auch in den Kalken des Leithagebirges, z. B. in Wimpassing nachweisbar.

Die Quarzite und Kalke des Leithagebirges finden ihre Fortsetzung in den Hundsheimer und Hainburger Bergen, wo diese Bildungen bis an die Donau herantreten und den Strom übersetzen, um am jenseitigen Ufer bei Theben-Neudorf in den Kleinen Karpaten wieder aufzutauchen.[2] Sie entsprechen nicht den gesamten mesozoischen Ablagerungen der Kleinen Karpaten, sondern nur jenem inneren, unmittelbar den Zentralkern bedeckenden Gürtel, der die hochtatrische Zone der Kleinen Karpaten repräsentiert.[3]

Diese Zone besteht, analog den Semmeringgebilden, aus einem unteren Quarzitniveau und einer oberen, wesentlich

---

[1] Comptes Rendus de l'Academie, Paris, 16. November 1903.

[2] Die Zusammengehörigkeit der Quarzite und Kalke an beiden Ufern der Donau ist namentlich von Toula und Kornhuber betont worden.

[3] Vergl. Beck und Vetters, Geologie der Kleinen Karpaten, Beiträge zur Pal. und Geol. Österreich-Ungarns, Wien, XVI, p. 33.

V. Uhlig, Bau und Bild der Karpaten, Wien 1903, p. 676.

kalkigen Abteilung. An der Identität der hochtatrischen Quarzite der Kleinen Karpaten, die man vorzugsweise als Permquarzite hingestellt hat, mit den Quarziten des Semmering ist bei der petrographischen Übereinstimmung und dem klarliegenden räumlichen Zusammenhange nicht zu zweifeln und so wird es hier im alpin-karpatischen Grenzgebiete offenkundig, daß die »Permquarzite« der hochtatrischen Zonen der Karpaten nichts anderes sind als die permotriadischen oder untertriadischen Quarzite der Zentralalpen und der inneren Zonen der Westalpen.

Die hochtatrischen Kalke der Kleinen Karpaten scheinen auf den ersten Blick keine oder wenig Verwandtschaft mit den Semmeringkalken zu zeigen: werden doch diese als triadisch, jene vorwiegend als liasisch bezeichnet. Sieht man aber näher zu, so bemerkt man, daß die gesamte petrographische Ausbildung der Kalke ähnlich ist und daß namentlich die Plattenkalke und Crinoidenkalke mit ihren schimmernden Sericithäuten am Semmering kaum anders aussehen als in den Kleinen Karpaten.[1] Das verhältnismäßige Vorherrschen der Crinoidenfazies ist beiden Gebieten gemeinsam. Allerdings treten in der hochtatrischen Zone der Kleinen Karpaten die Dolomite zurück und in den Kalken sind an mehreren Punkten liasische Brachiopoden und Belemniten, in den schieferigen Zwischenlagen, den sogenannten Marienthaler Dachschiefern,[2] auch oberliasische Ammoniten gefunden, von denen am Semmering nichts bekannt ist.

Unter diesen Umständen ist es wohl begreiflich, daß am Semmering bisher nur von Trias, in den Kleinen Karpaten

[1] Dieser Ansicht ist auch F. Toula, Geolog. Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, p. 155.

[2] Es verdient vielleicht erwähnt zu werden, daß die Fazies der Marientaler Dachschiefer mit der des Pyritschiefers eine gewisse Verwandtschaft zeigt. Der Marientaler Dachschiefer enthält auch ziemlich reichlich Pyrit, allerdings nicht in Form von Hexaedern, sondern von rundlichen Knoten. Andrerseits erinnert diese so vereinzelte Bildung auch an den Dachschiefer der Chablaisbreccie, wie auch die rhätischen Bivalvenkalke und die dunklen Kalke mit Pentacrinus der Schichtenserie der Chablais-Breccie mit der zentralalpinen und hochtatrischen Ausbildung gewisse Beziehungen aufweisen. (F. Jaccard, Brèche de la Hornfluh, 1904, p. 55.)

vorwiegend von Lias gesprochen wurde und eine befriedigende Übereinstimmung noch mangelt. Bei dem räumlichen Zusammenhange, der frappanten Ähnlichkeit der Fazies der Kalkbildungen, der Übereinstimmung der Quarzite und endlich der gemeinsamen, in gleichem Grade hervortretenden Metamorphose der Gesteine ist man aber wohl berechtigt, anzunehmen, daß es späteren Untersuchungen in diesen so schwierigen und spröden Gebieten dennoch gelingen werde, einen besseren Einklang herzustellen.

Die hochtatrische Zone der Kleinen Karpaten findet ihre Fortsetzung im Kerngebirge des Inovecz; auch hier besteht diese Zone aus Quarziten an der Basis und Kalken im höheren Horizonte. Neben den Quarziten treten hier rötliche sericitische Schiefer auf, die sich vielleicht zum Teil als Äquivalente der Semmeringschiefer erweisen werden. Die Kalke zeigen dieselbe Beschaffenheit und dieselbe leichte Metamorphose wie in den Kleinen Karpaten, doch erscheinen hier auch rote Kalke. Ob das weiter nordöstlich folgende Kerngebirge Suchy-Mala Magura eine hochtatrische Zone aufweist, ist leider noch nicht festgestellt, erst in dem nächstfolgenden Kerngebirge des Minčow sind wieder Spuren davon bekannt. In der Hohen Tatra endlich ist die hochtatrische Zone ausgezeichnet entwickelt, allerdings in einer Ausbildung, die von der der Kleinen Karpaten, des Inovecz und Mincsow nicht unbeträchtlich abweicht. Auf diese Differenzen einzugehen, wäre hier nicht am Platze, nur der merkwürdige Umstand sei hervorgehoben, daß die hochtatrischen Gesteine der Hohen Tatra, obwohl sie intensiver gefaltet erscheinen und höher emporgetrieben sind als in allen übrigen Kerngebirgen, dennoch keine nennenswerte Metamorphose, sondern das Aussehen sogenannter normaler Gesteine aufweisen.

Der äußeren Reihe der karpatischen Kerngebirge, die von den Kleinen Karpaten zur Hohen Tatra zieht, steht bekanntlich eine innere Reihe gegenüber, deren Hauptvertreter das Tribeczgebirge bei Neutra und die Niedere Tatra bilden. Die Kerngebirge der Niederen Tatra und des Tribecz sind mit hochtatrischen Zonen ausgestattet, die wiederum aus einer tieferen quarzitischen und einer höheren, kalkig-dolomitischen

Gruppe bestehen. Die weißen und grauen »Permquarzite« der genannten inneren Kerngebirge entsprechen den Quarziten und Sericitquarzitschiefern der Radstädter Tauern vielleicht noch etwas besser als die Quarzite der äußeren Reihe, da sie besonders im Tribeczgebirge sehr deutlich mit gefältelten grünlichgrauen Sericitphylliten verbunden sind und der klastische Ursprung des Gesteines etwas stärker verwischt ist. Die kalkige Abteilung besteht in der Niederen Tatra aus mächtigem grauen Triasdolomit mit vielen undeutlichen Versteinerungsspuren, der dem Diploporendolomit der Tauern ebenfalls näher steht, als z. B. der Dolomit des Semmering. Unter den Juragesteinen sind namentlich hellrote Crinoidenkalke zu erwähnen, deren Ähnlichkeit mit den Crinoidenkalken der Radstädter Tauern nicht zu übersehen ist. Crinoiden und äußerst selten Belemniten sind die hier wie dort nachgewiesenen Versteinerungen. In der Niederen Tatra stehen diese Gesteine bei Tepliczka mit Marmoren von grauer und grünlicher Farbe in Verbindung, die von Glimmer- und Chloritschüppchen durchwachsen sind. Wo diese Minerale stärker angehäuft sind, entstehen grünliche, glimmerig glänzende Zwischenlagen, die als Chloritsericitschiefer bezeichnet werden könnten. Wir stehen hier vor einer Metamorphose und einer Fazies der Juragesteine, die wir nur der im Tauerngebiete an die Seite stellen können. Und so scheint es, obwohl leider die so interessante hochtatrische Zone der Niederen Tatra nur sehr dürftig bekannt ist, nicht unberechtigt, heute schon von einer völligen Analogie des Mesozoicums der Radstädter Tauern mit der hochtatrischen Zone der Niederen Tatra zu sprechen und die hochtatrischen Zonen der Karpaten im weiteren Sinne der zentralalpinen Entwicklung gleichzustellen.

Vielleicht sind diese Bemerkungen geeignet, einen kleinen Beitrag zu den Beziehungen der Alpen zu den Karpaten zu liefern.